

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DE BARRAGES SUSPENDUS
DANS UNE TRANSITION FLUVIALE, RIVIÈRE MITIS,
BAS-SAINT-LAURENT**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en Géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès

PAR

© **JOHAN BÉRUBÉ**

Octobre 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

Composition du jury :

Simon, Bélanger, président du jury, UQAR

Thomas Buffin-Bélanger, directeur de recherche, UQAR

Étienne Boucher, codirecteur de recherche, UQAM

Brian Morse, examinateur externe, Université Laval

Simon Bélanger, examinateur interne, UQAR

Dépôt initial le 6-05-2014

Dépôt final le 17-10-2014

«Entia non sunt multiplicanda praeter necessitatem»

(Les entités ne doivent pas être multipliées par-delà de ce qui est nécessaire)

Guillaume d'Ockham

REMERCIEMENTS

Ce mémoire, contrairement à son sujet d'étude, constitue le dénouement d'une chaude aventure scientifique, dont j'ai eu la chance de partager avec d'ardents pairs des plus passionnés(es), les uns(es) que les autres, par la géomorphologie et la dynamique fluviale. J'aimerais tout d'abord remercier mon directeur, Thomas Buffin-Bélanger, pour sa passion contagieuse, son dévouement, sa confiance, pour les verres de scotchs, les pintes et, surtout, pour ton amitié. Tom, cette citation d'Albert Einstein résume bien ton style d'enseignement : «L'école devrait toujours avoir pour but de donner à ses élèves une personnalité harmonieuse, et non de les former en spécialiste.» Je tiens également à remercier mon co-directeur, Étienne Boucher, pour ses conseils judicieux, l'alimentation constante dans ma réflexion, les séances de cassages de tête concernant les analyses et le géoradar, mais surtout pour son accueil au sein de son laboratoire à Montréal. Étienne, mon seul regret est que je n'aie pas pu t'emmener sur mon terrain d'étude bas-laurentien en raison de la distance. Peut-être aurais-tu, toi aussi, attrapé la fièvre du frasil.

J'aimerais remercier tous ceux et celles qui ont bravé la noirceur matinale et le froid lors de la campagne de terrain et des différents tests techniques lors des hivers 2012-2013. Particulièrement, l'équipe du Laboratoire de Recherche en Géomorphologie et Dynamique Fluviale : Jean-Phillipe Marchand, Simon Massé, Taylor Olsen, Sylvio Demers et Claude-André Cloutier. Et tous les étudiants en géographie qui ont contribué : Sandrine Papageorge, Nancy Martel et Sophie Delorme. J'aimerais également remercier Yanick Larue pour son aide sur le terrain et son professionnalisme lors de la réalisation de la bathymétrie de la rivière.

J'aimerais remercier Any-Claude Robitaille, qui m'a accompagné sur le terrain à plusieurs reprises, dont lors de notre «St-Valent-terrain», qui m'a aussi encouragé,

supporté, remonté le morale à maintes reprises, mais surtout, pour partager sa vie avec moi. De plus, j'aimerais remercier mon cousin, Louis Savard, pour avoir lu et corriger rapidement mon article en anglais, malgré son manque de connaissances sur le vocabulaire géographique et sur le sujet d'étude. Enfin, j'aimerais remercier mes parents, Jean-Pierre et Carole, qui, malgré la distance et mon manque de nouvelles, ont cru en moi sans cesse et m'ont supporté dans l'accomplissement d'études supérieures.

Ce projet de recherche n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien financier du Laboratoire de Recherche en Géomorphologie et Dynamique Fluviale, du Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie et de la Fondation de l'Université du Québec à Rimouski (FUQAR).

RÉSUMÉ

Les glaces de rivière affectent 60% des grands bassins versants de l'hémisphère nord et altèrent la dynamique fluviale de leurs cours d'eau. Au Canada, la glace de rivière est présente dans la majorité des rivières pendant une période variant de quelques jours à plusieurs mois. Les glaces de rivières influencent grandement la dynamique fluviale par leurs interactions variées et complexes avec la structure de l'écoulement, du transport sédimentaire et la géomorphologie. D'une part, la dynamique glacielle, les types de glaces ainsi que leurs distributions le long du corridor fluvial affectent les conditions hydrauliques pendant la saison hivernale. D'autre part, les variations spatio-temporelles de la morphologie du lit et des conditions hydrauliques exercent une influence sur la distribution des types de glaces et des dynamiques glacielles.

L'ubiquité du frasil de rivière dans les régions froides ainsi que sa contribution substantielle à la formation des glaces et du couvert en font une composante importante dans la dynamique fluvio-glacielle. La distribution spatiale de la dynamique du frasil et des types de glace varie à plusieurs échelles en raison de la forte relation entre ces éléments et les conditions physiques des environnements fluviaux. La capacité du frasil à être transporté ainsi qu'à former des barrages suspendus sous le couvert glacielle accentue l'importance de son contexte spatio-temporel en raison de l'omniprésence du couvert pendant la saison hivernale. Lorsque le frasil s'accumule sous le couvert, le barrage débute sa formation et évolue tout au long de l'hiver dépendamment des conditions hydrauliques, des échanges thermiques et du régime du frasil à l'amont. L'objectif général du projet a consisté à décrire l'évolution et la dynamique de barrages suspendus le long d'une transition fluviale de la rivière Mitis au Bas Saint-Laurent (Québec).

Huit sites d'étude répartis le long de la transition fluviale de la rivière Mitis ont été échantillonnés. À l'amont, l'information sur la dynamique de production et de transport du frasil a été récoltée dans cinq seuils répartis le long de la section. La description des dynamiques de production et de transport a été réalisée à partir de séries temporelles des conditions hydrométéorologiques et des processus glaciels issues de données hydrométéorologiques et de photographies obtenues à l'aide de visites sur le terrain et de caméras automatiques. En aval, la dynamique de barrages suspendus a été décrite dans trois différents sites de la section à méandres. La description des variations spatio-temporelles des barrages suspendus a été accomplie par des sondages de la stratigraphie glacielle effectués à l'aide d'un géoradar et de forages manuels.

Les résultats montrent des interrelations entre les conditions hydrométéorologiques et le régime du frasil, des tendances dans les patrons spatiaux d'accumulation, qui diffèrent de la littérature, ainsi que dans les interactions entre les conditions hydrauliques, la morphologie

du lit et la dynamique de barrages suspendus pendant la période d'étude. Le régime du frasil s'est avéré irrégulier dans le temps et l'espace en raison de sa relation avec les conditions hydrométéorologiques et hydrauliques. Un gradient longitudinal dans la dynamique du frasil et la distribution des types de glaces affectant le régime du frasil a été observé le long de la transition fluviale. La variabilité spatiale du régime de frasil et des conditions ont grandement influencé la dynamique de barrages suspendus dans le tronçon à meandres situé à l'aval de la transition fluviale. L'évolution non-stationnaire des barrages suspendus a suggéré que ces derniers ont soit migré, été emportés vers l'aval ou se sont désagrégés sous l'effet de la chaleur. La baisse dans le régime du frasil observée entre les deux périodes d'échantillonnage et les variations temporelles dans les conditions hydrométéorologiques ont clairement affecté les patrons spatiaux ainsi que la distribution des épaisseurs de la couche de frasil. Des tendances dans les patrons spatiaux d'accumulation dans les mouilles ont été observées et décrites. Des relations entre le régime du frasil et la dynamique de barrages suspendus ont été proposées. Toutefois, aucune relation claire et précise n'a été établie entre les conditions hydrauliques et la dynamique de barrages suspendus à grande échelle en raison du manque d'information sur les conditions hydrauliques présentes sous le couvert. Enfin, de nouvelles avancées sur les conditions hydrauliques sous le couvert de glace permettraient une meilleure compréhension de la dynamique des barrages suspendus à différentes échelles.

Mots clés : frasil; régime de frasil; géoradar; barrage suspendu; dynamique de barrages suspendus; dynamique fluvio-glacière

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ix
RÉSUMÉ	xiii
TABLE DES MATIÈRES	xvii
LISTE DES TABLEAUX	xix
LISTE DES FIGURES	xxi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE 1 LE FRASIL DE RIVIÈRE : ÉTAT DES CONNAISSANCES, PROBLÉMATIQUE ET ÉTUDE DE CAS SUR LA RIVIÈRE MITIS, EST-DU- QUÉBEC	5
1.1 PROCESSUS DE FORMATION ET D'ÉVOLUTION DE LA GLACE FLUVIALE	5
1.1.1 Flux énergétiques et échanges thermiques	5
1.1.2 Cristallisation, formation et évolution des glaces fluviales	7
1.1.3 Formation, évolution et morphologie du couvert	12
1.2 INTERACTIONS ENTRE LES CONDITIONS HYDRAULIQUES, LA MORPHOLOGIE DU CHENAL ET LA DYNAMIQUE GLACIELLE	20
1.2.1 Couvert glacial	21
1.2.2 Morphologie et configuration du chenal	22
1.2.3 Transport sous-glacial et barrage suspendu	25
1.3 VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLE DE LA DYNAMIQUE DE BARRAGES SUSPENDUS	27
1.3.1 Variations spatiales à l'échelle à petite échelle	28
1.3.2 Variations spatiale à l'échelle du tronçon	33
1.3.3 Variations intra-saisonnière	35

1.4	PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE.....	40
1.4.1	Problématique.....	40
1.4.2	Objectifs de recherche	42
1.5	HYPOTHESES DE RECHERCHE ET PERTINENCE SCIENTIFIQUE.....	43
1.6	DESCRIPTION GENERALE DU SECTEUR A L'ETUDE.....	44
1.6.1	Contexte hydrométéorologique	44
1.6.2	Contexte hydrogéomorphologique	44
1.6.3	Description des sites d'études	45
1.7	CADRE METHODOLOGIQUE	46
1.7.1	Granulométrie, segmentation morpho-dynamique et morphologie du lit 47	
1.7.2	Suivi du régime de frasil	48
1.7.3	Suivi de la dynamique de barrages suspendus	51
1.7.4	Stratégie d'analyse	55
CHAPITRE 2 ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DE BARRAGES SUSPENDUS DANS UNE TRANSITION FLUVIALE, RIVIÈRE MITIS, BAS-SAINT- LAURENT		
2.1	ABSTRACT	61
2.2	HANGING DAM DYNAMICS ALONG A FLUVIAL TRANSITION, EASTERN QUEBEC, QUEBEC (CANADA).....	63
2.2.1	INTRODUCTION.....	63
2.2.2	MATERIAL AND METHODS	65
2.2.3	RESULTS.....	74
2.2.4	DISCUSSION	81
2.2.5	CONCLUSION	86
CHAPITRE 3 CONCLUSION.....		89
RENCES BIBLIOGRAPHIQUES		93

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Description des différentes périodes associées aux processus glaciels ainsi qu'à la formation de certains types de glaces rencontrées au cours de l'hiver.	38
Tableau 1.2	Paramètres du NOGGIN 500 priorisés pour les sondages effectués au géoradar. 54	
Tableau 1.3	Ajustements de gain et filtres appliqués aux données brutes de géoradar afin d'améliorer la qualité des résultats et la précision de l'interpolation.....	57
Table 2.1	Methodological summary of the frazil ice regime and hanging dam surveys.....	71

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Formes du frasil observées en rivière: (a) Floculats et agglomérat de frasil (photo : Geneviève Allard); (b) Glace de fond (photo : Johan Bérubé); (c) Embâcle de formation composé majoritairement de crêpes (photo : Geneviève Allard); (d) Formation de glace thermique sur les rives et autours des blocs (photo : Johan Bérubé).	11
Figure 1.2	Formation du couvert glacial sur la rivière Mitis :(a) Progression latérale du couvert par la juxtaposition du frasil le long de la berge; (b) Début de la genèse d'un embâcle de formation (photo : Geneviève Allard).	14
Figure 1.3	Formation du couvert de glace aux sites PK36.9 (amont) et PK16.4 (aval) au cours de l'hiver 2012-2013 (photo : Johan Bérubé).	17
Figure 1.4	Stratification du couvert glacial dans la mouille à frasil PK16.4 (photo : Johan Bérubé).	18
Figure 1.5	Évolution du couvert glacial dans la section amont (PK36.9) illustrant l'interaction entre les trois phases de mise-en-place du couvert glacial (photo : Johan Bérubé). 19	
Figure 1.6	Le model de cristal illustrant les interactions entre la dynamique fluviale et glacielle. Les encadrés illustrent les composantes et les flèches représentent les interrelations entre ces éléments. La flèche pointillée suppose une relation nécessitant davantage d'information sur le processus. Les variables hydrométéorologiques sont exclues du model (adapté de Allard, 2010).	21
Figure 1.7	Schéma représentant les interactions entre les formes du lit et la dynamique du frasil (adapté de Allard, 2010).	24
Figure 1.8	Schéma illustrant la variation des conditions hydrauliques à l'intérieur d'un méandre : (a) Cellule de circulation latérale unique dont les vitesses de surface sont dirigées vers la berge concave; (b) Double-cellule de circulation dont les vitesses	

sous le couvert glaciaire sont dirigées vers la berge convexes (adapté de Prowse et Gridley, 1993).	28
Figure 1.9 Observation de l'influence d'une résurgence hydrogéologique sur la formation du couvert glaciaire dans un tronçon situé dans la section amont de la rivière Mitis. (photo: Johan Bérubé).	30
Figure 1.10 Graphique illustrant les liens sédimentaires (L1-L9) observés par la diminution longitudinale des tailles granulométriques médianes (d ₅₀) de la rivière Sainte-Marguerite (adapté de Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011).	31
Figure 1.11 Modèle conceptuel mettant en relation l'occurrence et l'intensité des processus glaciaires et des types de glaces retrouvés le long d'un lien sédimentaire (adapté de Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011).	34
Figure 1.12 Figure récapitulative de l'évolution des processus glaciaires au cours de la saison hivernale.	39
Figure 1.13 Suivi de la granulométrie des seuils le long de la transition fluviale. (a) Seuil échantillonné dans la section amont. (b) Galets, cailloux et graviers.	48
Figure 1.14 Distribution des tailles granulométriques pour chacun des seuils de l'amont vers l'aval.	49
Figure 1.15 Suivi de la dynamique de barrages suspendus: (a) Utilisation du géoradar le long d'une section transversale; (b) traineau transportant l'antenne 500 mHz utilisée pour le sondage; (c) forage d'un puits à l'aide d'une scie-à-chaîne; (d) mesure manuelle de la stratigraphie du couvert.	52

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les glaces de rivière affectent 60% des grands bassins versants de l'hémisphère nord et altèrent la dynamique fluviale de leurs cours d'eau (Prowse et Gridley, 1993). Au Canada, la glace de rivière est présente dans la majorité des rivières pendant une période variant de quelques jours à plusieurs mois (Beltaos, 2000). L'importance des processus glaciels survenant dans les rivières nord-américaines se reflète au niveau des impacts économiques engendrés par les événements extrêmes d'embâcle de glace. Le montant annuel des dégâts causés par cet aléa a été estimé à 60 millions de dollars (Beltaos, 2000) au Canada (valeur de 1990) et 100 millions de dollars (Gerard et Davar, 1995) aux États-Unis (valeur de 1995). Certains embâcles majeurs peuvent également s'avérer très dévastateurs pour de petites municipalités. Tel est le cas de la municipalité de St-Pacôme qui a connu en 2005 une inondation par embâcle causant pour plus de 500 000\$ de dommage en plus de menacer la sécurité des résidents (McNider-Taylor, 2010). Plus récemment, la municipalité de St-Raymond-de-Portneuf a été touchée à deux reprises (2012, 2014) par des inondations majeures causées par des embâcles de glace. Les coûts associés à ces événements ne reflètent toutefois pas la réalité, car les estimations ne considèrent pas les coûts d'évacuation de la population, blessures, de la mortalité civile ainsi que les profits potentiels non réalisés par l'exploitation des rivières (Raban, 1995).

Outre les impacts économiques (p.ex. dommage matériel, réduction du potentiel hydroélectrique, engorgement des prises d'eau et des activités de transport fluvial), les glaces de rivières influencent grandement la dynamique fluviale. Les interactions de la glace avec la structure de l'écoulement sont d'ailleurs très variées et complexes. Par

conséquent, il en résulte une multitude d'impacts au niveau des écosystèmes lotiques (p.ex. mortalité importante, destruction et construction d'habitats), de la gestion des risques (p.ex. inondations, embâcles de glace) et de la géomorphologie fluviale (p.ex. transport sédimentaire, érosion du lit, accumulation).

D'une part, la dynamique glacielle, les types de glaces ainsi que leurs distributions le long du corridor fluvial affectent les conditions hydrauliques pendant la saison hivernale. Les variations dans les conditions d'écoulement engendrées par la glace affectent, par conséquent, le transport des sédiments et la morphologie du lit. Turcotte *et al.* (2011) soulignent l'importance du rôle de la glace dans les processus de transport de sédiments hivernaux, et ce, même si les études en géomorphologie ont tendance à les négliger. D'autre part, les variations spatio-temporelles de la morphologie du lit et des conditions hydrauliques exercent une influence sur la distribution des types de glaces et des dynamiques glacielles (Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011; Turcotte *et al.*, 2011).

L'ubiquité des glaces fluviales dans l'hémisphère nord pendant la saison hivernale, les problèmes environnementaux et l'ingénierie ont été les principaux moteurs de la recherche réalisée sur les glaces fluviales au cours des dernières années. Les avancées dans ce domaine ont mené à une meilleure compréhension des éléments physiques entourant les processus glaciels (Beltaos, 2000; Shen, 2003; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). D'ailleurs, la littérature regorge d'études concernant les processus de formation, de transport et d'accumulation des glaces de rivière en raison des risques d'inondation apportés par les embâcles de glace. (p.ex. Michel et Drouin, 1970; Beltaos, 2000; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011; Turcotte *et al.*, 2011). Malgré les nombreuses avancées sur la dynamique glacielle en rivière, le contexte spatio-temporel des interactions entre la géomorphologie et la glace fluviale a été peu exploré en géomorphologie. Ce dernier constitue d'ailleurs les limites à la compréhension de la dynamique fluvio-glacielle à l'échelle du corridor fluvial.

La recherche présentée dans ce mémoire vise à décrire les variations spatio-temporelles de la dynamique de barrages suspendus dans une section à méandres de la rivière Mitis au Bas-Saint-Laurent. Le mémoire se compose de trois chapitres distincts dont les deux plus volumineux sont les chapitres 1 et 2. Le chapitre 1 constitue une revue de littérature des connaissances actuelles sur le frasil de rivière, un état des connaissances des interactions entre la géomorphologie et les processus glaciels et de la dynamique spatio-temporelle de la glace, une présentation de la problématique, des objectifs et des hypothèses de recherche ainsi qu'une description des sites d'études et de la méthodologie préconisée. Le chapitre 2 expose sous la forme d'un article les résultats de recherche obtenus et discute des conséquences de ces derniers sur les objectifs. L'article présenté a été soumis à la revue *Cold Regions Science and Technology* à des fins de publication. Le chapitre 4 clôt le mémoire par la conclusion générale du projet de recherche.

CHAPITRE 1

LE FRASIL DE RIVIÈRE : ÉTAT DES CONNAISSANCES, PROBLÉMATIQUE ET ÉTUDE DE CAS SUR LA RIVIÈRE MITIS, EST- DU-QUÉBEC

Ce chapitre porte sur la variation dans le temps et l'espace de plusieurs des composantes de la dynamique fluvio-glacienne. En premier lieu, les processus de formation et d'évolution de la glace fluviale, les différentes interactions entre les conditions hydrauliques, la morphologie du chenal et la dynamique glacielle ainsi que la dynamique de barrages suspendus seront plus spécifiquement approfondis dans une revue de littérature. En second lieu, une problématique soulignant l'importance de ces éléments et leurs interactions dans la dynamique fluvio-glacienne, les lacunes dans les connaissances, suivi de la présentation des objectifs du projet de recherche et de la description du cadre méthodologique sont présentés.

1.1 PROCESSUS DE FORMATION ET D'ÉVOLUTION DE LA GLACE FLUVIALE

1.1.1 Flux énergétiques et échanges thermiques

Le régime thermique d'un système fluvial est géré par les différents modes de transfert d'énergie entre les composantes du système. L'énorme quantité de chaleur échangée entre la masse d'eau et son environnement se produit majoritairement à la surface de l'eau (Michel et Drouin, 1970; Ashton, 1986; Beltaos, 2013). Les mélanges verticaux sont provoqués par les écoulements turbulents. L'homogénéisation des températures dans la colonne d'eau est ainsi possible par les échanges verticaux de chaleur. Les échanges

thermiques à la surface varient en fonction des flux de chaleur. Ces flux thermiques varient dans le temps et l'espace dépendamment des paramètres météorologiques (c.-à-d. température et humidité de l'air, vitesse du vent, pression atmosphérique, conditions d'ensoleillement et précipitations).

Le rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde constitue le facteur exogène prépondérant dans les transferts d'énergie pendant le jour. Plusieurs facteurs influencent l'intensité du rayonnement à différentes échelles spatio-temporelles (Ashton, 1986; Beltaos, 2013) : (i) Les changements dans la distance entre le Soleil et la Terre (environ 3% du rayonnement dans l'hémisphère nord) causés par l'orbite elliptique de cette dernière; (ii) l'angle d'incidence du rayonnement qui altère l'intensité du rayonnement sur une surface plane. Les radiations atteignent la Terre avec l'angle d'incidence le plus élevé au solstice d'hiver ; (iii) la présence de molécules dans l'atmosphère (p.ex. ozone, oxygène, dioxyde de carbone, vapeur d'eau) provoquant la diffusion, la réflexion et l'absorption des ondes. Lorsque le ciel est nuageux, une plus grande quantité de radiations sera atténuée; (iv) l'albédo qui varie selon la réflectivité du matériel présent dans le corridor fluvial et de l'angle d'incidence du soleil. La présence de neige et de glace dans le système fluvial augmente considérablement l'albédo, ce qui diminue considérablement la quantité d'énergie absorbée dans le système fluvial.

Le rayonnement à ondes longues (c.-à-d. infrarouge thermique) varie selon l'émissivité du matériel et, particulièrement, la température de l'eau. Les radiations peuvent à la fois être émises vers l'atmosphère (p.ex. rayonnement du substrat de la rivière) et vers le sol, et ce même si la couverture nuageuse est absente. Le phénomène d'effet de serre assure la perpétuité des transferts de chaleurs à l'eau pendant la nuit en réduisant les pertes d'énergie du système dans l'atmosphère. La chaleur sensible influence également les transferts d'énergie dans le système. Ce mode d'échange de chaleur est causé par les mouvements de convection dans l'atmosphère. Par conséquent, les transferts de chaleur sensible varient en fonction de l'écart de températures entre la surface terrestre et l'air. Ce transfert d'énergie est ainsi dépendant des conditions météorologiques. Il influencera

également les échanges thermiques à l'interface air-eau. Le transfert de chaleur latente à la masse d'eau provoqué par les changements de phase de l'eau (p.ex. évaporation, sublimation, condensation) n'est pas négligeable dans le budget thermique. Ce type de transfert est également dépendant des paramètres météorologiques.

Lorsque le couvert glaciaire recouvre entièrement une section de rivière, les échanges de chaleur entre l'air et l'eau diminuent drastiquement en raison de l'interruption des transferts d'énergie selon les modes décrits précédemment. Les échanges thermiques entre l'air et l'eau s'effectuent uniquement par la conduction de la chaleur au travers des couches de glace et de neige (Beltaos, 2013). Des transferts de chaleur turbulents entre la glace et l'eau se produisent également sous le couvert par le frottement de l'écoulement sur la face inférieure du couvert induit par la rugosité de la glace. L'intensité des transferts de chaleur dépend de la différence entre les températures de l'eau et la surface inférieure. Beltaos (2013) mentionne quatre flux d'énergie devant être considérés dans les systèmes fluviaux tels : (i) les flux géothermiques provenant du substrat ayant accumulé de la chaleur pendant la saison chaude; (ii) la chaleur produite par la friction ou la viscosité dans l'écoulement; (iii) les apports de chaleurs par les sources hydrogéologiques; (iv), lors de la production de fraïl, le transfert de chaleur latente d'une particule de fraïl à l'écoulement turbulent environnant.

L'amplitude des échanges thermiques entre la masse d'eau et son environnement est associée aux changements des flux d'énergie dans le temps et l'espace. Ces variations affecteront ainsi l'intensité et l'occurrence des processus fluvio-glaciaires d'une rivière à différentes échelles tout au long de l'hiver.

1.1.2 Cristallisation, formation et évolution des glaces fluviales

La cristallisation de l'eau est le point de départ de la genèse de la glace. Le point de congélation de l'eau douce est de 0°C. Lorsque la température d'une masse d'eau s'abaisse

en deçà de ce seuil, elle tombe en état de surfusion. Un changement de phase peut ainsi survenir (c.-à-d. congélation). Dans un environnement fluvial, les particules en suspension dans la colonne d'eau d'un écoulement turbulent ainsi que le matériel thermo-conducteur retrouvé près des rives (p.ex. galets, blocs) provoquent la prise initiale des cristaux de glace (Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Prowse et Gridley, 1993). Cet état métastable affecte l'entièreté de la colonne d'eau dans les écoulements turbulents observés dans les environnements fluviaux.

Les glaces observées pendant l'hiver peuvent être classifiées en deux formes distinctes dépendamment des environnements fluviaux et des conditions hydrométéorologiques retrouvées tout au long du corridor fluvial. Les dynamiques glacielles associées à ces formes sont distinctes. Les glaces sous forme libre sont celles où la dynamique de production est dépendante des conditions hydrométéorologiques (p.ex. échanges thermiques à la surface, conditions hydrauliques locales) et des paramètres physiques des environnements fluviaux (p.ex. taille du substrat et la pente du lit). Ces conditions de production des cristaux détermineront ainsi le type de glace retrouvé sous forme libre. L'ensemble des cristaux et d'agglomérats de frasil se retrouve fréquemment sous forme libre à la surface d'un écoulement ou en suspension dans la colonne d'eau. L'ensemble de ces types de glace libre constitue la glace de frasil (Daly, 1994). Trois types de frasil se différencient par leur nature :

- Le frasil se définit comme l'ensemble de cristaux formés dans les écoulements turbulents en état de surfusion. Ce type de glace se forme dans l'ensemble de la colonne d'eau dans la majorité des écoulements turbulents dénués de couvert statique lorsque la température de l'eau réside légèrement en deçà de 0°C (Michel et Drouin, 1970; Ashton, 1986; Prowse et Girdley, 1993; Daly, 1994; Beltaos, 2013). Ce type de glace est produit lorsque les pertes de chaleur à la surface de l'eau, causées par la diminution de la radiation solaire et les mouvements convectifs de la masse d'eau, sont rapides. Ces conditions se présentent généralement pendant la nuit, en absence de nuages et en présence de vents

(Parkinson, 1984) et lorsque les températures de l'air descendent sous -10°C (Beltaos *et al.*, 1993; Forest, 1994). Suite à la formation de cristaux, le frasil de rivière se présente sous trois états, soit l'état actif, d'équilibre et d'accumulation (Beltaos, 2013). Suite à la production de cristaux, ces derniers tendent à croître, à s'agglomérer et à adhérer au matériel présent dans la colonne d'eau (p.ex. substrat, végétation) en raison de la recirculation engendrée par les turbulences de l'écoulement (figures 1.1a et 1.1b). Les particules de frasil sont alors dites actives. Cette phase peut mener à la formation de glace de fond au niveau des écoulements turbulents et peu profonds (voir point suivant). Le dégagement de chaleur latente par la formation des cristaux permet d'atteindre un état d'équilibre entre la température de l'eau et celle des cristaux. Lorsque cet équilibre est atteint, l'adhérence des cristaux disparaît. Cependant, l'agglomération se poursuit à la surface de l'eau ou en suspension dans la colonne d'eau dans les tronçons dont les écoulements sont turbulents (figure 1.1a). Le frasil évolue vers des formes plus volumineuses (p.ex. flocons, agglomérats, crêpes, radeaux, floes) (figures 1.1a et 1.1c) tout au long de son transport dans le chenal. Lorsque le transport du frasil de surface vers l'aval est interrompu par la présence d'obstacles (p.ex. pilier de pont, glace de rive, pont de glace) ou d'éléments géomorphologiques (p.ex. constriction, méandre étroit, confluence), la formation d'un embâcle de frasil est imminente. L'obstruction complète du chenal actif peut initier la formation d'un couvert juxtaposé si la température de l'air demeure en deçà de 0°C (Michel, 1971; Ashton, 1986; Daly, 1994; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). Cette obstruction à la surface de l'eau peut provoquer la formation d'un couvert glacial (voir section suivante).

- La glace de fond se définit par l'accrétion de frasil sur le substrat (figure 1.1b). En raison de sa constitution de cristaux de frasil entraînés vers le lit par les turbulences, sa formation est étroitement liée à la production de frasil (Bisaillon et Bergeron, 2009). Lorsque la température des cristaux augmente, la masse de frasil perd sa capacité d'adhésion jusqu'à atteindre un état d'équilibre

dynamique. La dislocation et le transport par l'écoulement deviennent ainsi possibles. Ce type de glace adhère communément au substrat grossier dans les environnements fluviaux turbulents et de faible profondeur. Certains cas de glace de fond ont néanmoins été recensés par Ashton (1986) à des profondeurs de 6 m dans la Rivière Niagara (Canada), et de 20 m dans la rivière Neva (Russie). La croissance de glace de fond peut évoluer tout au long de l'hiver jusqu'à former un barrage de fond pouvant émerger de l'eau. Cette forme glacielle peut à ce moment altérer le transport de la glace. L'accumulation de glace subséquente peut mener à la genèse d'un embâcle de formation et, par la suite, la formation d'un couvert statique (Ashton; 1986; Stickler et Alfredsen, 2005; Allard, 2010; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé 2011).

- La gadoue de neige se forme par l'agglomération de cristaux de neige provenant de précipitations solides. Ce type de glace peut être observé à la surface (c.-à-d. flocons, agglomérats, crêpes, radeaux), en suspension (c.-à-d. flocons, agglomérats) ou déposé sur le substrat (c.-à-d. gadoue de fond autour des roches et dans les cavités du substrat). Contrairement au frasil et à la glace de fond, la gadoue de neige ne requiert pas la présence de températures de surfusion pour se former, s'agglomérer et s'accumuler. Les accumulations de gadoue de neige peuvent se retrouver dans des petits cours d'eau à forte pente ainsi que dans de grandes rivières à faible pente (c.-à-d. accumulation de surface), même lorsque la température de l'eau se situe autour de 0°C (Turcotte, Morse et Anctil, 2012). Les auteurs ont observé des accumulations au niveau du lit et des événements d'embâcle de formation suite à des précipitations. Ce type d'accumulation peut également découler en la formation d'un couvert glacielle par le gel de surface subséquent (Michel, 1971; Turcotte, Morse et Anctil, 2012). Enfin, la gadoue de neige et la gadoue de frasil ne diffèrent que par la nature de leur formation ainsi que par la plus forte cohésion du frasil. L'utilisation subséquente du terme gadoue de frasil inclura les deux types de gadoue.

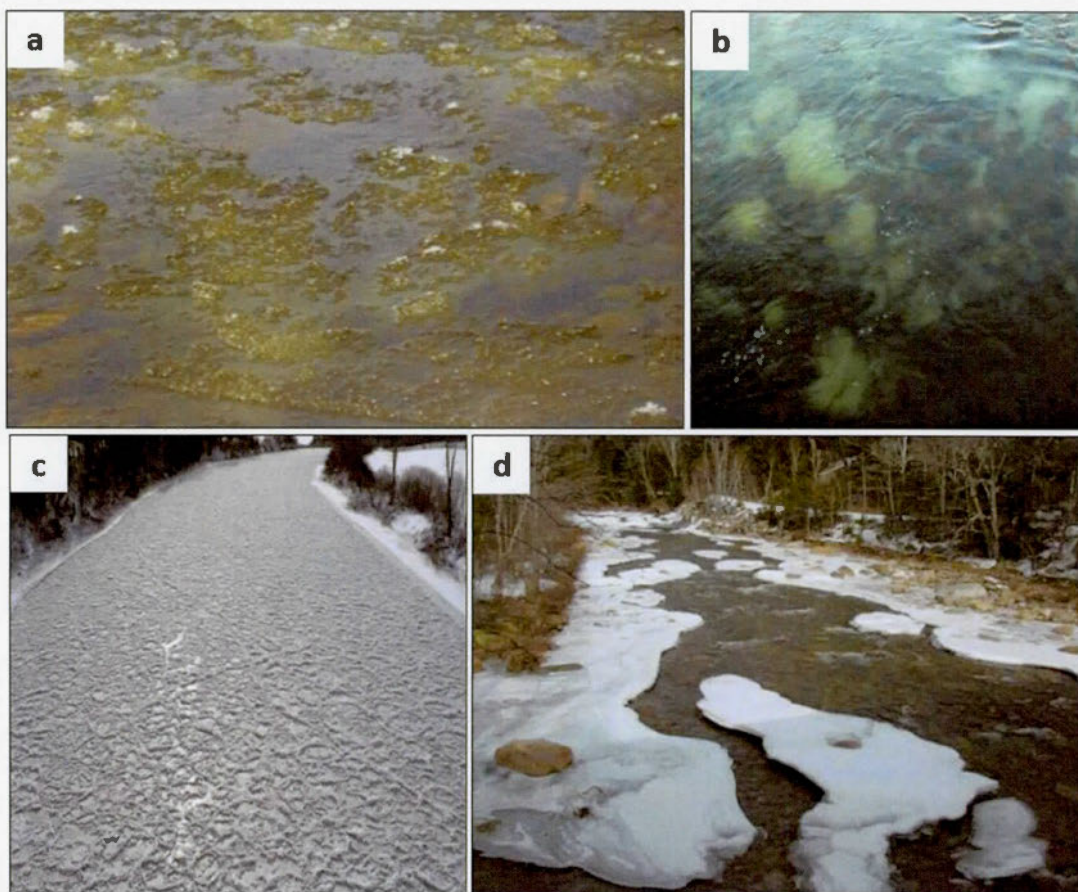


Figure 1.1 Formes du frasil observées en rivière: (a) Floculats et agglomérat de frasil (photo : Geneviève Allard); (b) Glace de fond (photo : Johan Bérubé); (c) Embâcle de formation composé majoritairement de crêpes (photo : Geneviève Allard); (d) Formation de glace thermique sur les rives et autour des blocs (photo : Johan Bérubé).

Lorsque les glaces sont immobiles et ancrées au substrat, elles sont dites statiques (figures 1.1d et 1.5). Ce type de glace se retrouve généralement dans les zones où les vitesses d'écoulement sont faibles, dans les écoulements peu turbulents ou laminaires (Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Ashton, 1986). La formation de cristaux et la croissance thermique de la glace sont favorisées par l'absence d'échanges verticaux dans les écoulements laminaires qui tamponnent la perte de chaleur (Michel, 1971). La glace de rive, ou glace thermique, est ainsi le premier type de glace à se former le long des rives en rivière. La formation débute par la cristallisation en surface de la couche d'eau en surfusion

à la périphérie du matériel thermoconducteur des berges et du lit. La croissance thermique se continue par la suite vers le talweg en fonction des échanges thermiques entre l'eau et l'atmosphère, de la vitesse des vents et des conditions hydrauliques (Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Ashton, 1986). Les glaces statiques contribuent fortement à la formation du couvert glacial par leur croissance, leur évolution et leurs interactions avec les glaces sous forme libre.

1.1.3 Formation, évolution et morphologie du couvert

Le couvert glacial présent sur les rivières pendant la saison hivernale est issu de trois phases associées à des dynamiques fluvio-glacielles bien distinctes. Sa dynamique est ainsi le résultat d'interactions entre les processus de mise en place, d'évolution et de destruction du couvert (figure 1.5).

1.1.3.1 Formation du couvert glacial

Le couvert glacial présent dans les environnements fluviaux nordiques se forme selon trois mécanismes distincts : (i) La formation statique se définit par le recouvrement progressif de la glace de rive vers le talweg. La progression latérale s'effectue selon deux processus, soit par la progression de la glace thermique vers le centre du chenal, soit par l'adhésion des particules de frasil aux bordures du chenal ouvert (Ashton, 1986; Dubé, 2009; Beltaos, 2013). La juxtaposition du frasil le long de la berge survient essentiellement dans des écoulements lents favorisant l'accumulation de cristaux transportés à la surface (figure 1.2a). Ces deux processus de formation peuvent interagir ensemble formant généralement un couvert mince tôt dans la saison hivernale; (ii) la formation dynamique résulte de l'action des forces hydrodynamiques et de l'évolution du frasil de rivière transporté en aval des zones de production. Lors de son transport, les agglomérats de frasil s'accroissent, s'agglomèrent et se condensent selon les conditions hydrauliques de

l'écoulement jusqu'à atteindre des dimensions similaires à la largeur du chenal (Daly, 1994). L'obstruction complète à la surface du chenal survient dans les zones propices à l'accumulation (p.ex. méandres, constrictions, confluences, à l'amont d'obstacles) (figure 1.1c). Ces embâcles de formation, généralement entremêlés de fragments de glace thermique à la dérive, forment des couverts plus épais dont la rugosité sous le couvert est plus élevée (Ashton, 1986) ; (iii) la mise en place du couvert issue de précipitations solides consiste à l'engorgement du chenal par la gadoue de neige. Ce type de mise en place survient généralement lorsque les précipitations sont substantielles et dans les environnements plutôt calmes (Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Turcotte, Morse et Anctil, 2012). Le rétrécissement du chenal actif par la croissance latérale (c.-à-d. glace de rive, formation dynamique) peut également provoquer l'engorgement du chenal par l'apport en gadoue de frasil ou de neige provenant de l'amont (figure 1.2b). La figure 1.3 montre la formation du couvert glacial en plusieurs étapes sur deux sites de la rivière Mitis. Les deux séquences illustrent l'interaction entre les trois mécanismes de formation décrits ci-dessus. En amont (PK36.9), l'apport considérable en frasil, son adhésion aux berges et à la glace de rive ainsi que la croissance thermique de cette dernière dans les zones plus calmes provoquent une progression latérale rapide du couvert vers le talweg. L'amincissement des chenaux réduit la capacité d'évacuation de la glace, jusqu'à ce qu'ils se bouchent pour compléter la formation du couvert glacial. En aval (PK16.4), la croissance thermique de la glace de rive entremêlée à la formation dynamique du couvert le long des rives provoque l'amincissement du chenal principal jusqu'à ce que la gadoue de frasil et la glace dérivant à la surface le bloquent pour générer un embâcle de formation à l'amont. Les précipitations solides, l'apport de frasil sous le couvert ainsi que la croissance thermique complètera la formation du couvert par la suite.

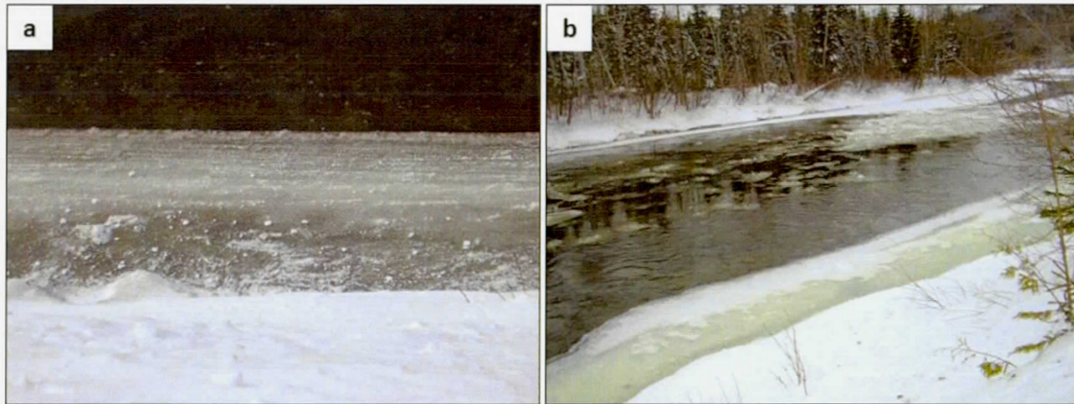


Figure 1.2 Formation du couvert glaciaire sur la rivière Mitis : (a) Progression latérale du couvert par la juxtaposition du frasil le long de la berge; (b) Début de la genèse d'un embâcle de formation (photo : Geneviève Allard).

1.1.3.2 Évolution et morphologie du couvert glaciaire

Le couvert glaciaire est le produit de l'obstruction complète du chenal en surface, suivi d'une croissance *in situ* du couvert à un point statique de la rivière (Michel et Drouin, 1970; Prowse et Gridley, 1993; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011). Les conditions hydrométéorologiques (p.ex. la température de l'air et de l'eau, la présence de vents et le débit) suivant la mise en place d'un embâcle de formation sont des facteurs prépondérants à la stabilisation, la solidification ainsi qu'à l'épaississement du couvert glaciaire (Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971). Les conditions hydrauliques à la limite amont du couvert détermineront comment la glace dérivante sera prise en charge par la suite. Lorsque les vitesses d'écoulement sont faibles, les glaces dérivant à la surface ont tendance à s'accumuler et à s'entasser à la limite amont du couvert, provoquant ainsi la progression amont du couvert glaciaire. Dans le cas contraire, la glace flottant à la surface sera entraînée sous le couvert tout comme celle en suspension (Ashton, 1986; Prowse et Gridley, 1993; Shen et Wang, 1995; Daly, 1994; Sui *et al.*, 2002)¹. La progression du couvert varie ainsi en fonction des conditions hydrométéorologiques qui influencent le

¹ Le transport du frasil sous le couvert sera abordé dans la section 1.2.3.

régime glacial ainsi qu'en fonction des conditions hydrauliques à la limite amont du couvert (Prowse et Gridley, 1993; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011). La stratigraphie de ce dernier varie tout au long de l'hiver en fonction de ces mêmes paramètres (Michel et Drouin, 1970; Prowse et Gridley, 1993; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). La variation de la stratigraphie illustrée à la figure 1.4 présente l'historique des événements hydrométéorologiques dans la colonne de glace. Suite à la formation de la couche de glace claire, un événement hydrologique a provoqué un écoulement supra-glacial, formant ainsi la couche de glace blanche et la couche de glace claire. L'isolation par le couvert nival a ensuite altéré la base de la couche de neige pour former une couche de neige métamorphisée.

L'épaississement du couvert glacial est affecté principalement par cinq processus fluvio-glaciels : (i) L'affaissement du couvert de glace sous le poids de la neige et de la glace provoque l'infiltration d'eau par les berges ou les fractures de stress du couvert. L'enfoncement du couvert statique par la surcharge de la neige est généralement observé sur les couverts glaciels de petites rivières lorsque le poids de la neige est plus élevé que la flottabilité de la glace (Beltaos, 1995); (ii) le débordement d'eau sur le couvert glacial provoqué par l'élévation du niveau d'eau ou par l'apport d'eau souterraine affecte l'épaisseur du couvert. Le gel subséquent engendrera la formation de glace selon la nature de la couche tapissant le couvert glacial. D'une part, si un manteau nival est présent sur le couvert, le gel subséquent de la neige formera une couche de glace blanche. Ce même type de glace peut être formé lorsqu'une coulée de neige liquéfiée progresse sur le couvert (Dubé, 2009). D'autre part, le gel subséquent d'une masse d'eau par-dessus le couvert engendrera la formation de glace thermique (c.-à-d. augeis); (iii) le débordement de frasil sur le couvert provoqué par l'élévation du niveau d'eau peut également contribuer à la croissance verticale de ce dernier (Beltaos, 1995). L'épaisseur du couvert augmente par le gel subséquent de la couche de frasil et formera une couche de glace blanche (figure 1.4); (iv) Sous le couvert glacial, la glace claire croît par la cristallisation de l'eau sous des températures avoisinant le point de congélation de l'eau douce. D'ailleurs, l'isolement de cette strate sous-jacente par le couvert nival peut retarder sa formation, voire réduire

l'épaisseur (Beltaos, 1995; Turcotte, Morse et Ancil, 2012). Néanmoins, cet effet est compensé à long terme par la formation de glace blanche à la surface du couvert (Beltaos, 1995); et (v) la présence de dépôts de frasil à la base de la couche de glace claire peut influencer la croissance verticale de cette strate par deux mécanismes distincts. Ces accumulations peuvent adhérer à la face inférieure du couvert glacié, croître et s'incorporer au couvert par le métamorphisme des cristaux de frasil sous l'effet de la pression de flottaison couplée aux échanges thermiques avec l'eau et le couvert (Beltas, 1995). Les particules de frasil peuvent s'accumuler pour former une couche ancrée sous le couvert glacié (figures 1.4 et 1.7). Ces accumulations sous le couvert, également appelées barrages suspendus, affectent considérablement la morphologie du couvert et la dynamique fluvio glacielle en atteignant des proportions parfois démesurées. La formation et l'évolution de barrages suspendus ont été le sujet de cette étude et leurs interactions avec les conditions hydrauliques sous le couvert seront davantage approfondies dans la section 1.2.3.

1.1.3.3 *Détérioration et destruction du couvert glacié*

La détérioration et la destruction du couvert glacié sont également influencées par les conditions hydrométéorologiques et hydrauliques. Ces processus surviennent généralement vers la fin de l'hiver, lorsque l'augmentation du débit associée à l'augmentation température de l'air ainsi qu'à la fonte de la neige débute. Les paramètres hydrométéorologiques conditionnent ainsi la nature de la débâcle, soit mécanique ou thermique. Le démantèlement du couvert par la réduction de l'épaisseur et des forces de cohésion de la glace, appelé débâcle thermique, survient lorsque le débit est faible et que la température de l'air augmente. L'exposition prolongée de la glace statique aux apports de chaleur provoque la fonte et la désintégration *in situ* du couvert glacié (Beltaos, 1995; 2000). Néanmoins, une débâcle peut également survenir pendant l'hiver lorsque le couvert détient toute sa force cohésive avant d'être emporté par l'écoulement. Ce type de débâcle, dite mécanique, est causé par l'augmentation des forces exercées sur le couvert de glace intact. Lorsque les forces de poussée deviennent assez puissantes, le fractionnement et le

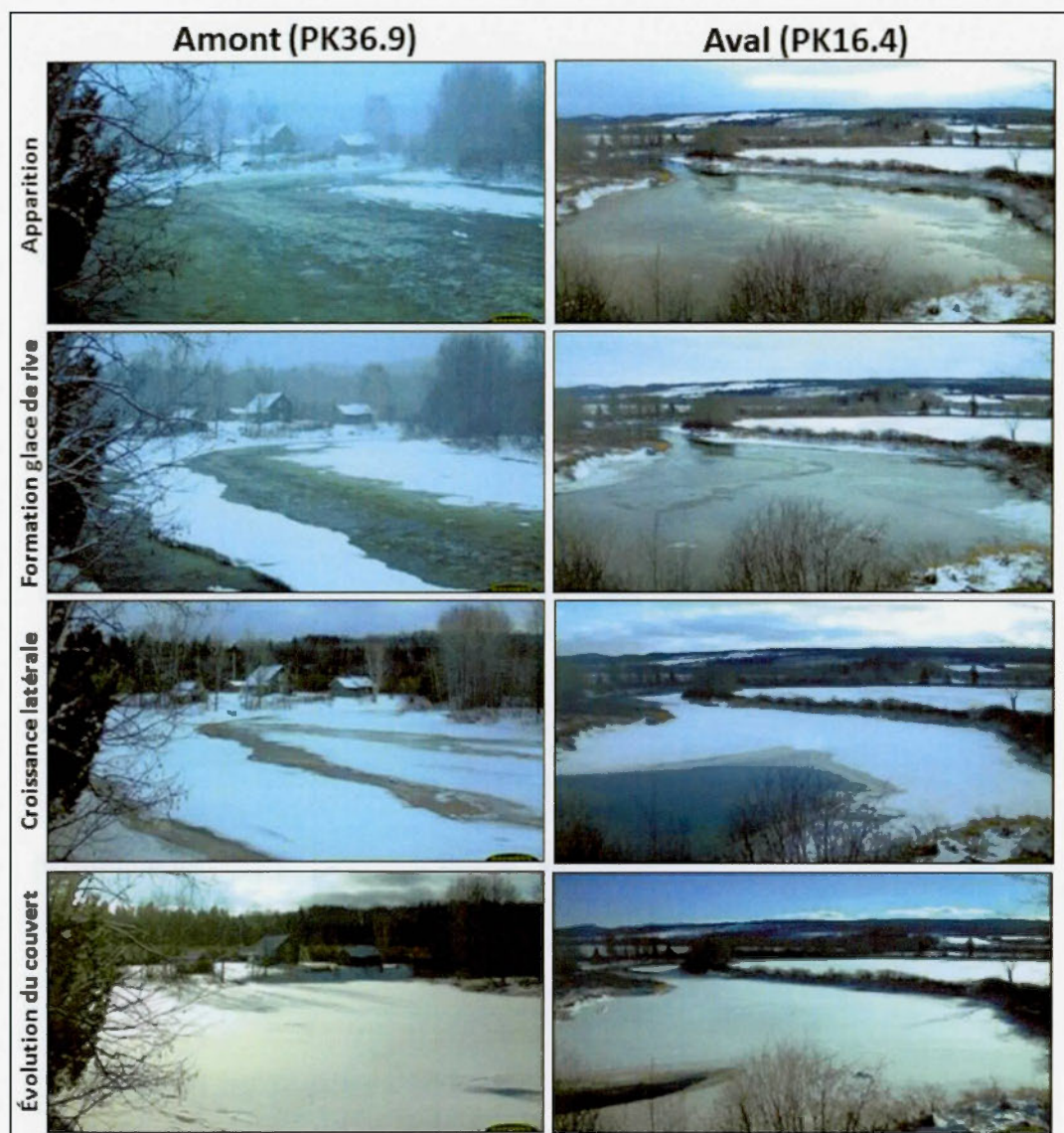


Figure 1.3 Formation du couvert de glace aux sites PK36.9 (amont) et PK16.4 (aval) au cours de l'hiver 2012-2013 (photo : Johan Bérubé).

décrochement de la glace ancrée au lit ou sur les berges surviennent. Ce type d'évènement est généralement causé par un redoux, une pluie hivernale ou par une augmentation de débit soudaine (Beltaos, 1995; 2000). La mise en mouvement des glaces fluviales s'effectue rarement de manière séquentielle, mais plus fréquemment de manière épisodique de

l'amont vers l'aval. Chaque événement de débâcle est suivi par le relâchement de la réserve d'eau refoulée hydrauliquement dans le segment. L'onde de crue, accompagnée par les glaces dérivantes, vient par la suite se frapper au front de glace aval, érigeant ainsi un embâcle de glace qui cédera éventuellement. Cette succession de processus s'achève lorsque l'entière des glaces présentes dans le corridor fluvial est évacuée.

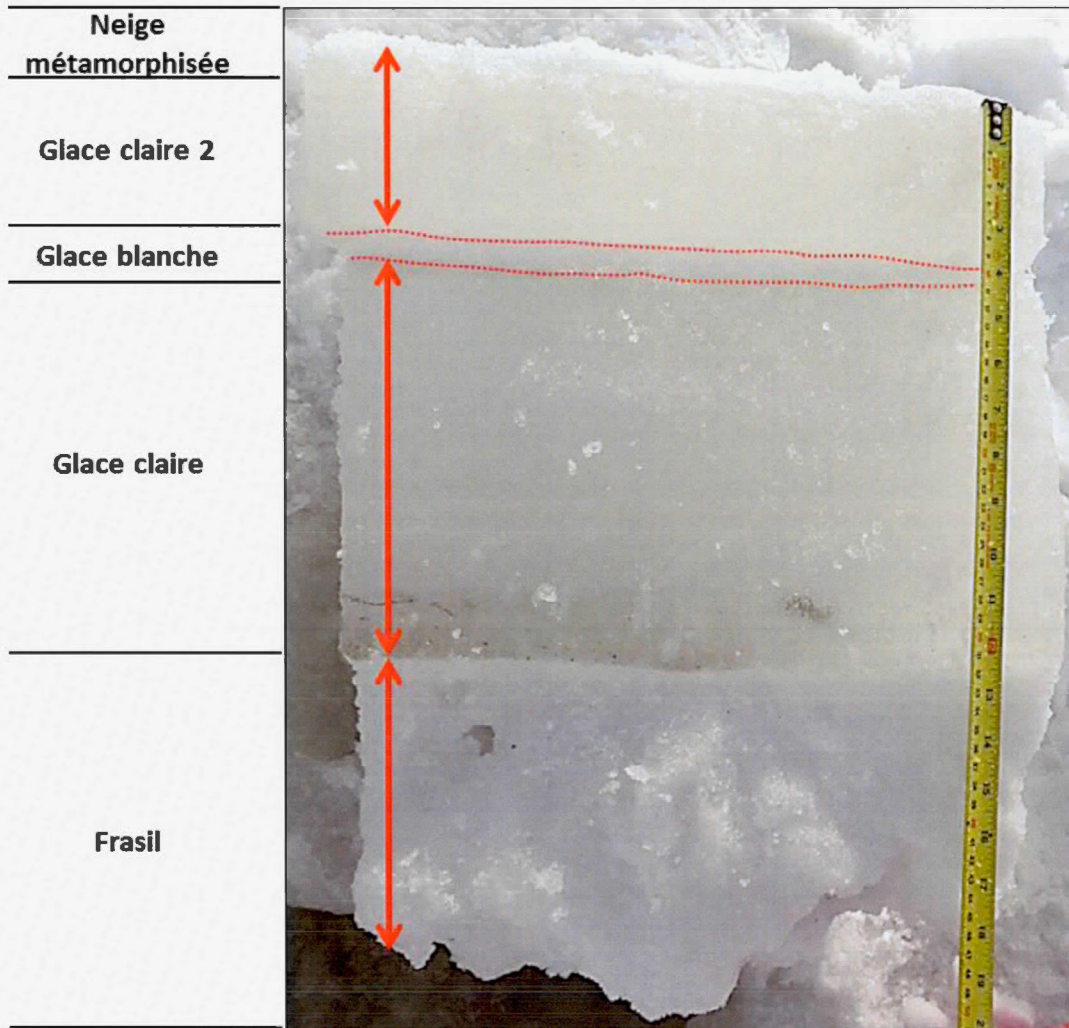


Figure 1.4 Stratification du couvert glaciaire dans la mouille à frasil PK16.4 (photo : Johan Bérubé).

L'intensité et la récurrence de ces phénomènes peuvent provoquer une séquence de débâcles, majoritairement mécaniques, et d'embâcles affectant les conditions hydrauliques, les processus glaciels ainsi que la stratigraphie du couvert (Beltaos, 2000; Prowse et Carter, 2002; Turcotte *et al.*, 2011). La réinitialisation de la dynamique d'englacement est également possible suite à un événement de chaleur provoquant l'évacuation complète de la glace présente dans le chenal. La figure 1.5 montre un embâcle survenu tôt dans la période d'équilibre dynamique. Le terrassement formé par l'embâcle et la nouvelle glace illustre l'interaction entre les trois phases de mise en place du couvert glacielle. La présence, l'évolution et la morphologie du couvert glacielle tout au long de l'hiver affectent la dynamique fluvio-glacielle à diverses échelles spatiales. Ces influences se reflètent par la complexité des interactions entre la dynamique glacielle et les composantes de la dynamique fluviale.



Figure 1.5 Évolution du couvert glacielle dans la section amont (PK36.9) illustrant l'interaction entre les trois phases de mises en place du couvert glacielle (photo : Johan Bérubé).

1.2 INTERACTIONS ENTRE LES CONDITIONS HYDRAULIQUES, LA MORPHOLOGIE DU CHENAL ET LA DYNAMIQUE GLACIELLE

La dynamique fluviale est influencée par la dynamique glacielle pendant la saison hivernale (p.ex. Ahston, 1986; Prowse et Gridley, 1993; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011; Dubé, 2009; Turcotte *et al.*, 2011; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). Allard (2010) a conceptualisé la complexité des interactions entre les composantes de ces deux dynamiques dans un modèle (figure 1.6). Les liens étroits entre ces deux dynamiques sont affectés a priori par les conditions hydrométéorologiques.

D'une part, les processus glaciels affectent directement les formes du lit (p.ex. érosion des berges, soulèvement, emprisonnement et transport des sédiments par les glaces) ou indirectement, par son influence sur les conditions hydrauliques locales. D'autre part, les conditions hydrauliques sont associées directement au transport sédimentaire et, par conséquent, au développement des formes du lit. La morphologie du lit affecte les conditions hydrauliques locales (p.ex. profondeur d'écoulement, rugosité, vitesse d'écoulement) et, indirectement, les processus glaciels (p.ex. formation, transport, accumulation de la glace et évolution des formes glacielles). Le modèle conceptuel illustre également une interaction entre les processus de cristallisation et le transport des sédiments. Cette interrelation nécessiterait toutefois davantage d'approfondissement en milieu naturel selon l'auteure. Néanmoins, plusieurs auteurs ont associé la formation de cristaux de frasil à la diminution de la concentration en sédiments fins (p.ex. Altberg, 1936; Barnes, 1928; Kempema *et al.*, 1993). De plus, Sui, Wang et Karney (2000) ont rapporté des concentrations maximales en sédiments contenues dans des barrages suspendus de $25,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$, soit une concentration maximale plus élevée que celles enregistrées dans l'écoulement en dessous ($7,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$). Les auteurs ont également observé une concentration en sédiment plus élevée dans la couche supérieure de frasil. Cependant, la nature des sédiments n'est pas spécifiée, donc la provenance (c.-à-d. processus de cristallisation, transport éolien, par radeaux ou en suspension) ne peut être confirmée. Malgré la limite des effets de la cristallisation sur le transport des sédiments, l'augmentation de la flottabilité par

la glace permettrait un transport sur de plus grandes distances (Ashton, 1986). Le réseau d'interactions dans ce modèle suggère enfin que la variation d'une ou plusieurs composantes affectera, directement ou indirectement, l'entière de la dynamique fluvio-glacielle. Les interrelations entre la structure de l'écoulement, le transport des glaces, les formes glacielles ainsi que leurs variations dans l'espace et dans le temps seront approfondies dans les prochaines sections.

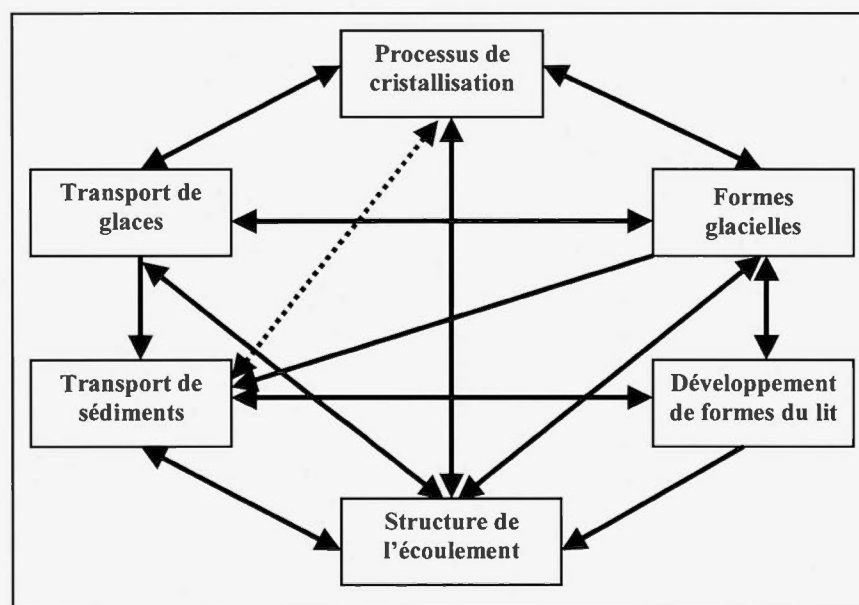


Figure 1.6 Le model de cristal illustrant les interactions entre la dynamique fluviale et glacielle. Les encadrés illustrent les composantes et les flèches représentent les interrelations entre ces éléments. La flèche pointillée suppose une relation nécessitant davantage d'information sur le processus. Les variables hydrométéorologiques sont exclues du modèle (adapté de Allard, 2010).

1.2.1 Couvert glacial

Lors de la formation du couvert glacial, la croissance latérale du couvert glacial vers le talweg provoque l'augmentation du périmètre mouillé et, par conséquent, la diminution

de l'aire hydraulique. Cela a pour effet d'augmenter la résistance à l'écoulement (Sui, Wang et Karney, 2000). Lorsque le couvert est mis en place, une couche limite s'ajoute à la surface de l'eau et affecte la structure verticale de l'écoulement. Cette résistance supplémentaire a pour effet de réduire la profondeur d'écoulement en contraignant l'écoulement dans un milieu fermé. À des débits identiques, les vitesses d'écoulement à proximité du couvert sont ainsi plus faibles comparativement à celles en milieu ouvert (p.ex. Ashton, 1986; Prowse and Gridley, 1993; Sui *et al.*, 2008; Turcotte *et al.*, 2011; Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). De plus, les vitesses élevées sont distribuées verticalement dans la structure de l'écoulement du milieu de l'écoulement vers la couche limite offrant la plus faible résistance. La distribution verticale des vitesses élevées peut toutefois varier dépendamment de la différence de rugosité entre les deux couches limites (Sui *et al.*, 2008). L'écoulement fermé est également affecté par les variations d'épaisseur et les irrégularités de la surface inférieure du couvert, influençant la rugosité dans l'espace. Ces derniers ont pour effet de redistribuer latéralement les vitesses d'écoulement et concentrer l'écoulement (Ettema et Kempema, 2012). La formation et l'évolution du couvert sont également influencées par la morphologie du chenal. Cette dernière interagit avec les conditions hydrauliques locales par le biais du transport sédimentaire et des processus glaciels.

1.2.2 Morphologie et configuration du chenal

La configuration et de la morphologie du chenal (p.ex. confluence, diffluence, profondeur, bancs d'accumulation, sinuosité) interagissent avec les processus glaciels. Le résultat de ces interactions entre le climat et les propriétés physiques de l'environnement définissent la dynamique fluvio-glacielle (Best, McNamara et Liberty, 2005). D'une part, les changements induits aux conditions hydrauliques en réponse à la présence de glace provoquent l'instabilité du chenal (Ettema et Kempema, 2012). Par exemple, les dynamiques de production, de transport et d'accumulation du frasil et des glaces de rivières

ainsi que la mise en place, l'évolution et la destruction du couvert de glace influencent la morphologie du chenal par l'entremise du transport sédimentaire (Sui, Wang et Karney, 2000; Turcotte *et al.*, 2011). D'autre part, la morphologie du chenal et la granulométrie qui influencent la structure de l'écoulement affectent la dynamique du frasil (Dubé, 2009; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). La figure 1.7 illustre la relation entre la morphologie du chenal, le transport des sédiments et la dynamique glacielle. La séquence se fragmente en trois zones associées à des dynamiques de production, de transport et d'accumulation du frasil. Ces zones distinctes peuvent varier longitudinalement d'une échelle à l'autre ainsi qu'au cours de l'hiver en fonction de l'évolution de la dynamique fluvio-glacielle. La présence d'obstacles naturels ou artificiels peut également avoir un impact substantiel sur les composantes affectant les processus glaciels (Michel, 1971).

La modification de la structure de l'écoulement, du transport sédimentaire, de la morphologie du lit et de la position du talweg induite par la présence de glace fluviale peut être considérable, et ce particulièrement, lorsque le couvert est statique et dans les rivières alluviales (Prowse et Gridley, 1993). La réduction des conditions hydrauliques engendrée par la présence du couvert diminue significativement la capacité de transport des particules grossières. L'érosion locale est néanmoins possible par la concentration de l'écoulement vers le lit provoquée par la glace fluviale. La présence de glace peut également réduire la sinuosité du talweg et diminuer la longueur d'onde du méandre (Prowse et Gridley, 1993; Dubé, 2009).

La largeur du chenal influence également la dynamique glacielle. Les processus glaciels survenant dans les petites rivières ont généralement une plus grande amplitude relative, comparativement à ceux observés dans les grandes rivières. Cette différence d'amplitude s'explique également dans l'espace par les pentes plus élevées dans les sections situées à l'amont ainsi que dans l'importante variabilité des conditions hydrauliques et de la morphologie du lit sur de courtes distances (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). Par exemple, la variabilité spatiale des conditions hydrauliques au niveau d'une séquence seuil-mouille induite par les ondulations du lit accentue ce

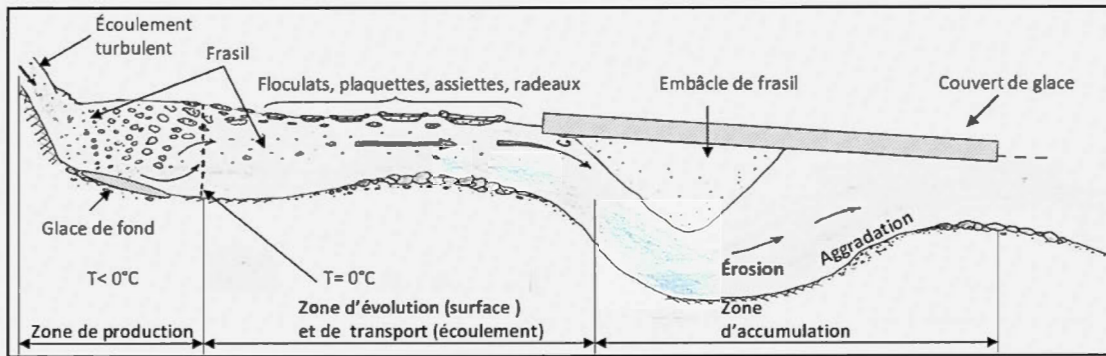


Figure 1.7 Schéma représentant les interactions entre les formes du lit et la dynamique du frasil (adapté de Allard, 2010).

contraste par les changements dans la profondeur d'écoulement et de la rugosité de lit. Les effets des variations dans les petites rivières sont donc plus contrastés et résultent en une production de frasil plus tôt dans la saison (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). De plus, d'importants apports de neige peuvent mener au transport ainsi qu'à l'accumulation de gadoue de neige dans les petites rivières, et ce, même si la pente est abrupte (Turcotte, Morse et Anctil, 2012).

Les méandres représentent des environnements fluviaux où les conditions hydrauliques sont contrastées dans le temps et dans l'espace. La présence de mouilles dans les méandres provoque des changements dans les conditions hydrauliques sur de petites distances. L'augmentation de la profondeur d'écoulement induit une réduction rapide des vitesses d'écoulement (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). Cela favorise l'accumulation en milieu ouvert (c.-à-d. sédiments) ainsi qu'en milieu fermé (c.-à-d. sédiments, glace en transport à la surface et sous le couvert). Les courants secondaires, engendrés par la force centrifuge couplée à la gravité, se forment dans les méandres en milieu ouvert. Ces courants secondaires forment une cellule de circulation transversale (figure 1.8a). Lorsque la croissance latérale des glaces débute, deux cellules de circulation transversale se forment progressivement, l'une par-dessus l'autre, en relation avec les deux couches limites respectives (figure 1.8b). Ces deux cellules génèrent une circulation hélicoïdale dans l'axe longitudinal de la rivière (Prowse and Gridley, 1993; Sun, Sui et

Yao, 1992; Sui *et al.*, 2008, Demers, Buffin-Bélanger et Roy 2011). Les vitesses transversales varient ainsi longitudinalement à l'échelle du tronçon. De plus, Sui *et al.* (2008) ont observé un patron général de distribution des vitesses élevées en surface à l'intérieur du méandre. Les vitesses élevées se déplacent progressivement du talweg, à la limite amont du méandre, vers la berge concave. La distribution des vitesses d'écoulement longitudinales, transversales et verticales n'est donc pas uniforme à l'intérieur du méandre. Enfin, les variations dans les conditions hydrauliques affectent les dynamiques de transport et d'accumulation de la glace sous le couvert.

1.2.3 Transport sous-glaciel et barrage suspendu

Lorsque les vitesses à la limite amont du couvert glacial sont élevées, la gadoue de frasil en suspension ou à la surface peut se faire balayer sous le couvert et débiter son transport sous le couvert. Tsang et Szucs (1973) mentionnent que le frasil en transport sous le couvert peut parcourir de longue distance. Une fois stabilisées, les accumulations de frasil ne sembleraient toutefois pas bouger. L'analogie avec les formes d'accumulation associées au transport sédimentaire (p.ex. ride, dune, antidune) n'est donc pas possible. La glace transportée sous le couvert se déposera et formera un barrage suspendu lorsque les vitesses d'écoulement seront propices à l'accumulation (Sun et Shen, 1988; Ashton, 1986; Daly, 1994; Sui *et al.*, 2002). Les barrages suspendus sont des formes glacielles plus ou moins volumineuses issues de l'accumulation de frasil et de glaces dérivantes dans les aspérités présentes sur la face inférieure du couvert glacial (figure 1.7). Ces formes d'accumulation peuvent atteindre des épaisseurs variant de quelques centimètres à plus de cinq mètres (Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011) et peuvent s'étendre sur l'entièreté d'un méandre (Sui *et al.*, 2002; 2008; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011) ou sur plus de 16km de long (Michel et Drouin, 1981).

D'une part, selon Daly (1994), la vitesse critique requise afin de permettre l'accumulation du frasil dépendrait de la morphologie des cristaux de frasil, la distance parcourue sous le couvert et le degré de surfusion de l'écoulement. D'autre part, Shen et Wang (1995) ont observé une augmentation dans l'épaisseur de la couche du frasil malgré le transport de particules de frasil. Cela implique donc que l'accumulation du frasil est possible même lorsque le seuil critique des vitesses d'écoulement est excédé et, donc, que le concept de vitesse critique ne pourrait expliquer, à lui seul, l'évolution d'un barrage suspendu pendant la période hivernale. Ces formes d'accumulation glacielles évolueraient également par l'érosion subséquente induite par les écoulements sous le couvert (Ashton, 1986). Le régime glaciaire, la composition en frasil et en glace affectent la taille, la forme ainsi que l'évolution du barrage suspendu au cours de l'hiver (Daly, 1994).

L'évolution des barrages suspendus au cours de l'hiver influence les composantes de la dynamique fluvio-glaciaire en modifiant progressivement les conditions hydrauliques locales : (i) Le colmatage progressif de l'aire d'écoulement par l'accumulation de frasil provoque un effet de refoulement à l'amont du barrage. La diminution des vitesses d'écoulement engendrée par le refoulement favorisera davantage l'accumulation de frasil dans la mouille et la croissance du barrage (Shen et Wang, 1995; Sui *et al.*, 2002); (ii) suite à l'initiation d'un barrage suspendu, l'apparition d'une zone de recirculation à l'aval de ce dernier favorise l'accumulation de frasil et l'évolution de la forme; (iii) l'augmentation des vitesses à la tête du barrage par la concentration de l'écoulement vers le lit accentue l'érosion locale et, par conséquent, altère la morphologie du lit (figure 1.7) (Prowse et Gridley, 1993; Sui, Wang et Karney, 2000; Allard, 2010; Dubé, 2009; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011); (iv) L'érosion du lit pendant l'hiver forme des mouilles anormalement profondes nommées mouille à frasil (Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011). L'augmentation rapide de la profondeur d'écoulement favorise l'accumulation de frasil sous le couvert. Le barrage suspendu évolue tout au long de l'hiver en fonction des conditions hydrauliques, des échanges thermiques et du régime de frasil à différentes échelles spatiales. Les changements dans la distribution spatiale, la forme du barrage et l'aire d'écoulement obstruée par le frasil influenceront en retour les conditions

hydrauliques et la géomorphologie locales (Ashton, 1986; Prowse et Gridley, 1993; Shen et Wang, 1995; Sui, Wang et Karney 2000; Sui *et al.*, 2008; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011; Turcotte *et al.*, 2011).

1.3 VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLE DE LA DYNAMIQUE DE BARRAGES SUSPENDUS

Les rivières graveleuses sont des milieux fortement hétérogènes où une séquence longitudinale d'environnements fluviaux peut être observée à différentes échelles. Le régime du frasil est fortement dépendant des conditions hydrauliques et hydrométéorologiques retrouvées tout au long des tronçons composant le corridor fluvial. La dynamique du frasil à l'amont affecte le régime, la distribution de la glace de frasil (Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011) ainsi que la dynamique de barrages suspendus (Sui *et al.*, 2000; 2002) à l'aval tout au long de l'hiver. Toutefois, les conditions hydrométéorologiques affectent principalement l'intensité et la sévérité des processus glaciels, et ce, particulièrement dans les petites rivières (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). La variabilité spatio-temporelle dans l'amplitude des processus s'explique par la plus grande sensibilité des petites rivières aux variations de température en raison du faible volume d'eau et de la forte influence des apports hydrogéologiques sur le régime thermique (Calkins et Shanley, 1993; Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). La figure 1.9 montre l'impact de l'apport de chaleur par une résurgence d'eau souterraine sur la dynamique glacielle dans un tronçon à l'amont de la rivière Neigette. L'effet se remarque par l'absence d'accumulation de frasil à la surface, par l'incapacité du couvert glaciael à se former ainsi qu'à progresser vers l'amont au niveau de la berge droite. La dynamique des barrages suspendus est ainsi fortement influencée par les variations dans les conditions hydrauliques, la morphologie du lit et le régime du frasil à différentes échelles spatiales.

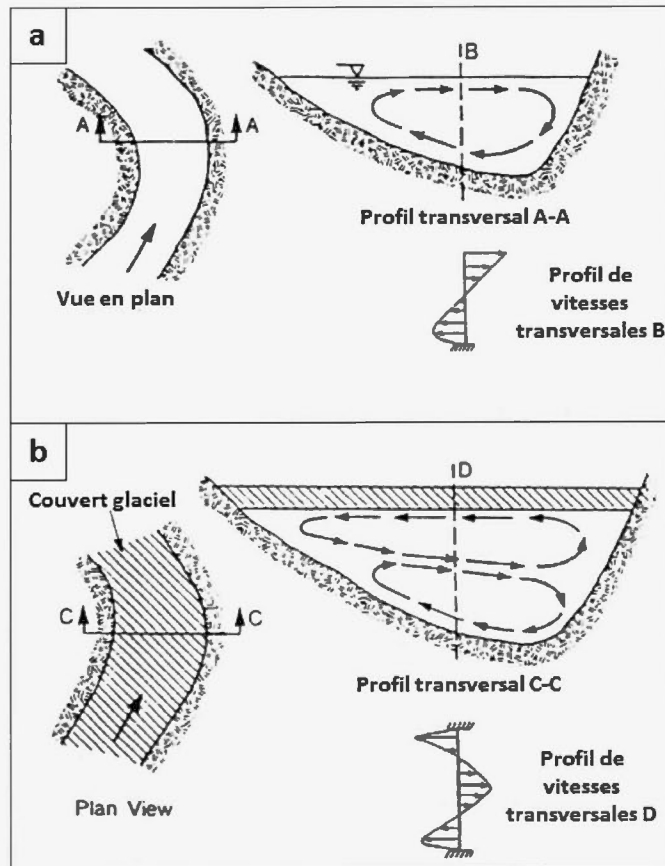


Figure 1.8 Schéma illustrant la variation des conditions hydrauliques à l'intérieur d'un méandre : (a) Cellule de circulation latérale unique dont les vitesses de surface sont dirigées vers la berge concave; (b) Double-cellule de circulation dont les vitesses sous le couvert glaciai sont dirigées vers la berge convexe (adapté de Prowse et Gridley, 1993).

1.3.1 Variations spatiales à l'échelle à petite échelle

Les variations de la pente, la granulométrie, la morphologie du lit rencontrées le long du corridor fluvial sont étroitement associées aux différentes dynamiques glacielles ainsi qu'à la répartition des types de glace. Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé (2011) ont développé un modèle conceptuel reliant la distribution longitudinale des paramètres physiques (c.-à-d.

submersion relative, granulométrie, mélange de surface et altitude), des types de glace (c.-à-d. glace de rive, glace de fond et frasil) et des dynamiques glacielles (c.-à-d. formation de barrage de fond et suspendu) à l'échelle d'un lien sédimentaire (figure 1.11). Le concept de lien sédimentaire suggère la fragmentation du corridor fluvial en plusieurs segments caractérisés par une source commune en sédiments grossiers. À partir de la source, un gradient longitudinal dans la taille du substrat caractérise le lien à différentes échelles. Ce gradient d'affinement s'explique par la perte de compétence et l'abrasion des particules le long du lien (figure 1.10). La diminution de la granulométrie du substrat observée de l'amont vers l'aval est accompagnée par une diminution progressive de la pente et de changements dans les conditions hydrauliques de l'écoulement. Ces modifications créeront ainsi une séquence d'environnements fluviaux distincts (Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011).

Ce concept a été proposé originalement dans le but de segmenter et d'expliquer les variations de la granulométrie et de la pente dans les rivières montagnardes où l'approvisionnement en sédiments grossiers est associé aux tributaires, aux glissements de terrain et aux cônes alluviaux (Rice, 1998; Rice et Church, 1998). Il a été amélioré et adapté par la suite aux rivières graveleuses moins escarpées présentes dans les environnements fluviaux québécois où les sédiments grossiers proviennent majoritairement de dépôts glaciaires (Davey *et al.*, 2009; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). La présence de liens sédimentaires dans certaines petites rivières, telle la rivière Mitis, ne semble pas être aussi claire et évidente que dans les rivières de la Gaspésie ou de la Côte-Nord (Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011). Des changements dans la pente, la granulométrie, la profondeur d'eau ainsi que les vitesses d'écoulement dans l'axe amont-aval peuvent toutefois être constatés sans être associés à d'importantes sources de sédiments.



Figure 1.9 Observation de l'influence d'une résurgence hydrogéologique sur la formation du couvert glaciaire dans un tronçon situé dans la section amont de la rivière Mitis. (Photo : Johan Bérubé).

Le modèle proposé implique que la dynamique du frasil à l'amont évolue vers l'aval et, par conséquent, affecte la dynamique de barrages suspendus. La figure 1.11 illustre l'évolution qualitative et hypothétique des éléments clés du concept développé par Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé (2011) le long du lien sédimentaire. Dans la section située en amont, la production de frasil et de glace de fond prédomine les environnements turbulents (c.-à-d. seuils, rapides, cascades et les chutes) en raison de l'absence de couvert statique qui accentue les échanges thermiques avec l'atmosphère, de la granulométrie grossière et de la submersion relative élevées (figure 1.11a). La formation de glace de rive peut également être remarquée en amont dans les zones moins dynamiques favorisant la croissance thermique (c.-à-d. le long des berges, autour des blocs et des cailloux émergents de l'eau et les seuils peu profonds composés de matériel grossier). Les variations locales des courbes (c.-à-d. oscillations) représentent la variabilité spatiale à grande échelle apportée par les séquences seuils-mouilles le long du lien qui influence la dynamique glaciaire (figures 1.11a et 1.11b). Dans la section de transition du lien sédimentaire, la

production de frasil et de glace de fond peut s'observer dans les écoulements turbulents présents dans les seuils abrupts et les rapides. La formation de glace de rive est également présente dans les mouilles possédant des vitesses d'écoulement faibles. Des accumulations de frasil peuvent être remarquées dans les irrégularités du substrat et des rives ainsi que sous la glace de rive.

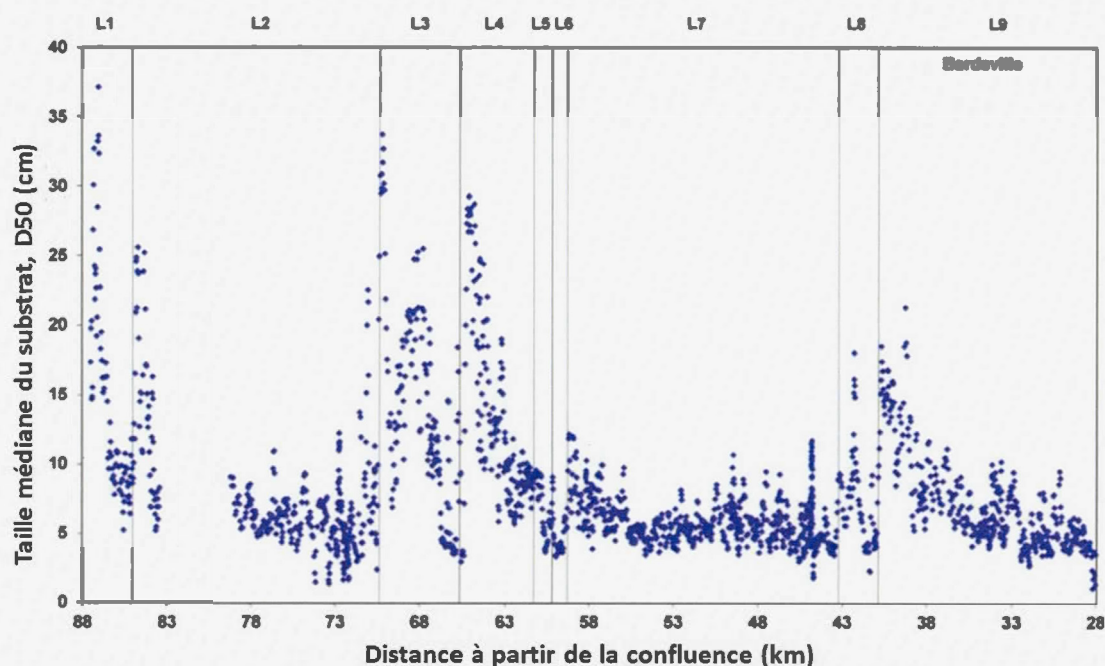


Figure 1.10 Graphique illustrant les liens sédimentaires (L1-L9) observés par la diminution longitudinale des tailles granulométriques médianes (d50) de la rivière Sainte-Marguerite (adapté de Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011).

Dans la section située en aval, la glace de rive prédomine les rives des méandres dont la profondeur d'écoulement est élevée (c.-à-d. faible submersion relative) en raison de la réduction marquée des échanges verticaux engendrés par les turbulences et des écoulements plus calmes. La présence de constriction, de méandres étroits ainsi que la diminution de la pente qui diminue la capacité d'évacuation de la glace stimulent également la création d'un couvert juxtaposé. La portion aval du lien est la zone où l'occurrence de formation de barrages suspendus y est la élevée en raison des conditions hydrauliques présentes. Les

auteurs spécifient toutefois que l'amplitude des courbes devrait varier considérablement d'une année à l'autre en fonction des paramètres hydrométéorologiques étant donné leurs liens très étroits avec les processus glaciels. Ce modèle suggère que l'augmentation du nombre de liens sédimentaires présents le long du corridor fluvial accentuera la variabilité spatiale des types de glace et de la dynamique glacielle.

Les changements dans les caractéristiques physiques observés le long d'une transition fluviale s'apparentent à ceux des liens sédimentaires. Une transition fluviale est la zone de transition entre deux styles fluviaux où des changements dans les conditions hydrauliques influencées par l'environnement fluvial (c.-à-d. pente, profondeur d'écoulement, largeur du chenal et rugosité du lit) sont généralement observés à plus petite échelle. Les variations des conditions hydrauliques présentes le long d'une transition fluviale influencent ainsi la distribution longitudinale des types de glace et les dynamiques glacielles similairement à celles d'un lien sédimentaire. Ces variations influencent ainsi les processus glaciels et la capacité de transport des glaces le long de la transition. La modification de la capacité d'évacuation des glaces au sein d'une transition fluviale de petite rivière a tendance à survenir sur une courte distance ainsi qu'avec une plus grande amplitude relative. Dubé (2009) a expliqué la réduction du transport de frasil et la formation du couvert glacial à l'intérieur d'un tronçon à méandres de la rivière Rimouski par le changement de pente abrupte. De plus, les transitions fluviales seraient plus fréquemment rencontrées dans les petites rivières (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013). Enfin, les changements dans la dynamique de production et de transport de frasil à grande échelle affectent la dynamique des barrages suspendus à l'aval en fonction de la dynamique de transport le long des séquences d'environnements fluviaux rencontrés. Des variations spatiales se rencontrent également à plus grande échelle au sein de ces environnements fluviaux.

1.3.2 Variations spatiales à l'échelle du tronçon

La dynamique de barrages suspendus varie en fonction des interactions entre les conditions hydrauliques locales, la morphologie du lit et le régime du frasil à diverses échelles. La distribution spatiale des conditions hydrauliques observées à l'intérieur d'un tronçon explique ainsi les conditions d'accumulation et l'érosion locales des barrages suspendus. Trois interactions entre les conditions hydrauliques, la formation et l'évolution du barrage suspendu peuvent être tout au long de l'hiver : (i) la rugosité apportée par la présence du couvert couplée à celle provoquée par la croissance du barrage suspendu accentue les forces de résistance à l'écoulement à la couche limite supérieure. Les vitesses élevées de la structure verticale de l'écoulement sont ainsi davantage abaissées vers la couche limite inférieure comparativement à des conditions d'écoulement similaires en présence d'un simple couvert ou en milieu ouvert ; (ii) les accumulations de glace et de frasil sous le couvert formant les barrages suspendus accentuent également les irrégularités sous le couvert pouvant redistribuer latéralement les vitesses d'écoulement et concentrer l'écoulement ; et (iii) la concentration de l'écoulement vers le lit provoque la plongée du frasil à la tête du barrage suspendu et peut, dépendamment des vitesses d'écoulement, favoriser l'accumulation locale ou le transport vers l'aval (Etemma et Kempema, 2012). Sui *et al.* (2002) ont remarqué que, suite à l'initiation d'un barrage suspendu, l'épaississement de la couche de frasil à la tête a causé l'augmentation des vitesses d'écoulement locales. Cela a eu pour effet d'accentuer la capacité d'évacuation du frasil vers l'aval et favoriser la propagation du barrage suspendu vers l'aval.

La formation de barrages suspendus est généralement remarquée dans les mouilles recouvertes d'un couvert de glace en raison des conditions hydrauliques présentes (Michel,

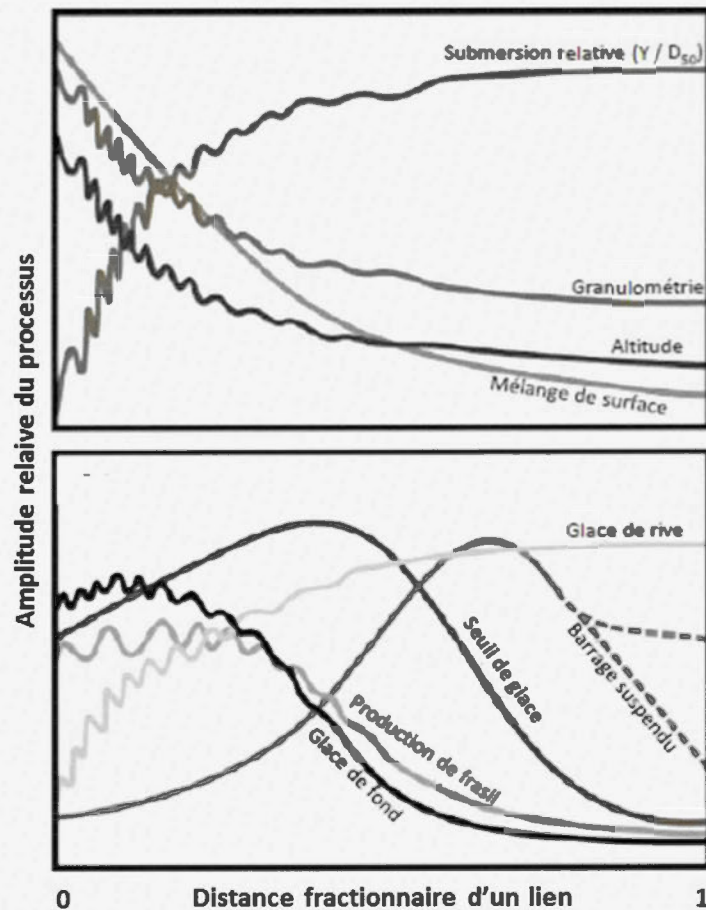


Figure 1.11 Modèle conceptuel mettant en relation l'occurrence et l'intensité des processus glaciaux et des types de glaces retrouvés le long d'un lien sédimentaire (adapté de Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011).

1971; Ashton, 1986; Sun and Shen, 1988; Sun, Sui et Yao, 1992; Beltaos, 1995; Sui *et al.*, 2002; Sui, Hicks et Menounos, 2006; Sui *et al.*, 2008; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011). En théorie, la dynamique de barrages suspendus dans un méandre ne devrait être influencée que par la cellule transversale supérieure uniquement en raison de la flottabilité du frasil (figure 1.8). La cellule qui s'écoule à la face inférieure du couvert vers la berge convexe devrait donc forcer le frasil à s'accumuler le long de la berge convexe. Sun, Sui et Yao (1992) a expliqué une distribution des épaisseurs de frasil plus élevée le long de la berge convexe à l'intérieur d'un méandre par les courants transversaux

issus de cette cellule. La distribution longitudinale, transversale et verticale des vitesses d'écoulement est ainsi un élément clé pour expliquer les variations spatio-temporelles dans la dynamique de barrages suspendus. Cet élément influence directement le transport, l'érosion et l'accumulation des accumulations de frasil sous le couvert, et ce tout au long de l'hiver. Cependant, l'évolution du barrage suspendu est également dépendante de la dynamique glacielle en amont qui module le régime de frasil tout au long de l'hiver.

1.3.3 Variations intra-saisonnière

D'une part, l'effet des variations temporelles des conditions hydrauliques la distribution des glaces, les dynamiques de production, de transport, d'accumulation du frasil et la présence de barrages suspendus sont d'un intérêt particulier afin de comprendre l'évolution de la dynamique fluvio-glacielle au cours de l'hiver. D'autre part, les variations temporelles des conditions hydrométéorologiques ont un impact sur les échanges de chaleur à la surface, le refroidissement de l'eau et, par conséquent, sur la dynamique glacielle. Le tableau 1.1 regroupe et décrit les différentes périodes de l'hiver par la conjonction conditions hydrométéorologiques, des processus glaciels et la formation de certains types de glaces.

La période d'englacement se caractérise par un abaissement des températures de l'air et, par conséquent, de l'eau. La diminution de la température engendre un changement dans les formes de précipitations, passant de liquide à solide. Cela a pour conséquence de réduire le débit, pouvant parfois atteindre les valeurs annuelles minimales, par la diminution des apports hydriques au cours d'eau. L'effet de refoulement hydraulique causé par la résistance additionnelle apportée par la présence de glace fluviale contribue également à la réduction des vitesses d'écoulement (Prowse et Carter, 2002; Prowse et Beltaos, 2002). Cette période est également ponctuée d'évènements de production de frasil et de glace de fond en raison de l'absence du

couvert glacial. L'amorce du couvert glacial survient par la progression de la glace de rive vers le talweg (Michel et Drouin, 1970; Turcotte *et al.*, 2011).

La période d'équilibre dynamique débute lorsque la température de l'eau diminue jusqu'à atteindre en état d'équilibre thermique avec la glace fluviale (Beltaos, 2013). De plus, les interactions entre les processus glaciels et les conditions hydrologiques dépendent fortement des paramètres climatologiques dominants (Turcotte *et al.*, 2011). D'une part, dans les environnements plus froids, la diminution considérable de la contribution au débit par la nappe phréatique et les petits cours d'eau peut découler en un débit d'étiage. Lors de cette période, la production de frasil dans les tronçons dénudés de glace se poursuit et alimente continuellement les zones d'accumulation jusqu'à ce que le couvert recouvre totalement le chenal actif (Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé 2011). La progression de la glace de rive persiste et réduit la largeur du chenal actif. Cela peut initier un barrage de formation ou la formation d'un couvert juxtaposé. Le couvert statique se forme, s'épaissit et progresse vers l'amont jusqu'à ce que l'état d'équilibre entre l'eau et la glace soit atteint (Beltaos, 2013). Par conséquent, c'est durant cette période que la dynamique de barrages suspendus prend son essor. D'autre part, les redoux hivernaux survenant dans les régions tempérées interrompent la production de frasil, ralentissent la soudure de la glace de rive, affaiblissent le couvert statique mis en place et peuvent provoquer la débâcle.

La période de débâcle correspond à la dernière phase de la saison où la dynamique glacielle exerce une influence sur la dynamique fluviale. Cette étape se caractérise par la hausse des températures de l'air, par la fonte du couvert nival et du retour des précipitations liquides provoquant la hausse du débit jusqu'à un point de non-retour. L'augmentation des conditions hydrologiques initie inexorablement la rupture du couvert de glace.

Tel que mentionné précédemment, le régime du frasil varie tout au long de l'hiver en fonction des conditions hydrométéorologiques, hydrauliques et de la dynamique glacielle qui influencent la formation de cristaux et le transport du frasil. Le régime du frasil est un

facteur prépondérant à la dynamique de barrages suspendus. Sui, Wang et Karney (2000) mentionnent que sous des conditions d'écoulement similaires, la croissance du barrage suspendu variera en fonction du débit glacial. De plus, Sui *et al.* (2002) ont associé l'accroissement de l'épaisseur d'un barrage suspendu à la tête à l'apport incessant de frasil à la mi-saison hivernale. Lorsque les températures de l'air ont atteint les niveaux les plus bas de l'hiver et que le régime de frasil est parvenu à son pic hivernal, l'épaisseur du barrage et la capacité de transport sous le couvert atteignent leurs valeurs maximales. Cet état est maintenu jusqu'à ce que les températures augmentent à nouveau et provoque une diminution dans le régime du frasil. Les barrages déjà en place continuent toutefois leur migration vers l'aval.

En contrepartie, les conditions hydrauliques influençant la dynamique de transport du frasil varient dans le temps en raison de l'évolution de la dynamique glacielle. Plusieurs auteurs mentionnent l'influence de l'évolution des barrages suspendus sur les conditions hydrauliques tout au long de l'hiver (p.ex. Ashton, 1986; Sui, Wang et Karney, 2000, Sui *et al.*, 2002; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011). La résistance à l'écoulement augmente en relation avec la croissance du barrage sous le couvert qui provoque la réduction de l'aire hydraulique. Sui, Wang et Karney (2000) et Sui *et al.* (2002) ont observé une diminution dans le temps des vitesses d'écoulement à l'amont du barrage couplée à une augmentation des vitesses vers le lit par concentration de l'écoulement à la tête du barrage. La figure 1.12 illustre l'évolution théorique des processus thermiques, glacielles, l'évolution du couvert ainsi que la formation des types de glaces et des formes glacielles au cours de la saison hivernale. L'ensemble des éléments illustrés exerce une influence sur la variabilité spatio-temporelle des conditions hydrauliques, influençant ainsi la dynamique de barrages suspendus.

Tableau 1.1 Description des différentes périodes associées aux processus glaciels ainsi qu'à la formation de certains types de glaces rencontrées au cours de l'hiver.

Période	Caractéristiques	Références
Englacement	<ul style="list-style-type: none"> • Diminution de la température de l'air et de l'eau jusqu'à l'état de surfusion • Baisse du régime hydrologique • Production de frasil et de glace de fond dans les zones turbulentes • Amorces du couvert glaciael 	<p>Michel et Drouin, 1970; Prowse et Carter, 2002; Prowse et Beltaos, 2002; Turcotte <i>et al.</i>, 2011; Beltaos, 2013</p>
Équilibre dynamique	<ul style="list-style-type: none"> • Équilibre entre les températures de la glace fluviale et de l'eau • Interactions entre les processus glaciels et les conditions hydrologiques dépendantes des paramètres climatologiques dominants • Progression de la glace de rive vers le talweg • Formation, épaississement et progression vers l'amont du couvert statique • Redoux hivernaux survenant dans les régions tempérées froides • Intensité et récurrence de ces phénomènes peuvent provoquer une séquence de débâcles et d'embâcles • Réinitialisation de la dynamique d'englacement possible suite à l'évacuation complète de la glace présente dans le chenal 	<p>Beltaos, 2000; Prowse et Carter, 2002; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé 2011; Turcotte <i>et al.</i>, 2011; Beltaos, 2013</p>
Débâcle	<ul style="list-style-type: none"> • Dernière phase de la saison où la présence de glace affecte la dynamique fluviale • Hausse des températures de l'air, fonte du couvert nival et retour des précipitations liquides • Augmentation des conditions hydrauliques initiant le démantèlement du couvert de glace. • Fin de la période lorsque l'entièrement des glaces présentes dans le corridor fluvial est évacuée 	<p>Beltaos, 1995; 2000</p>

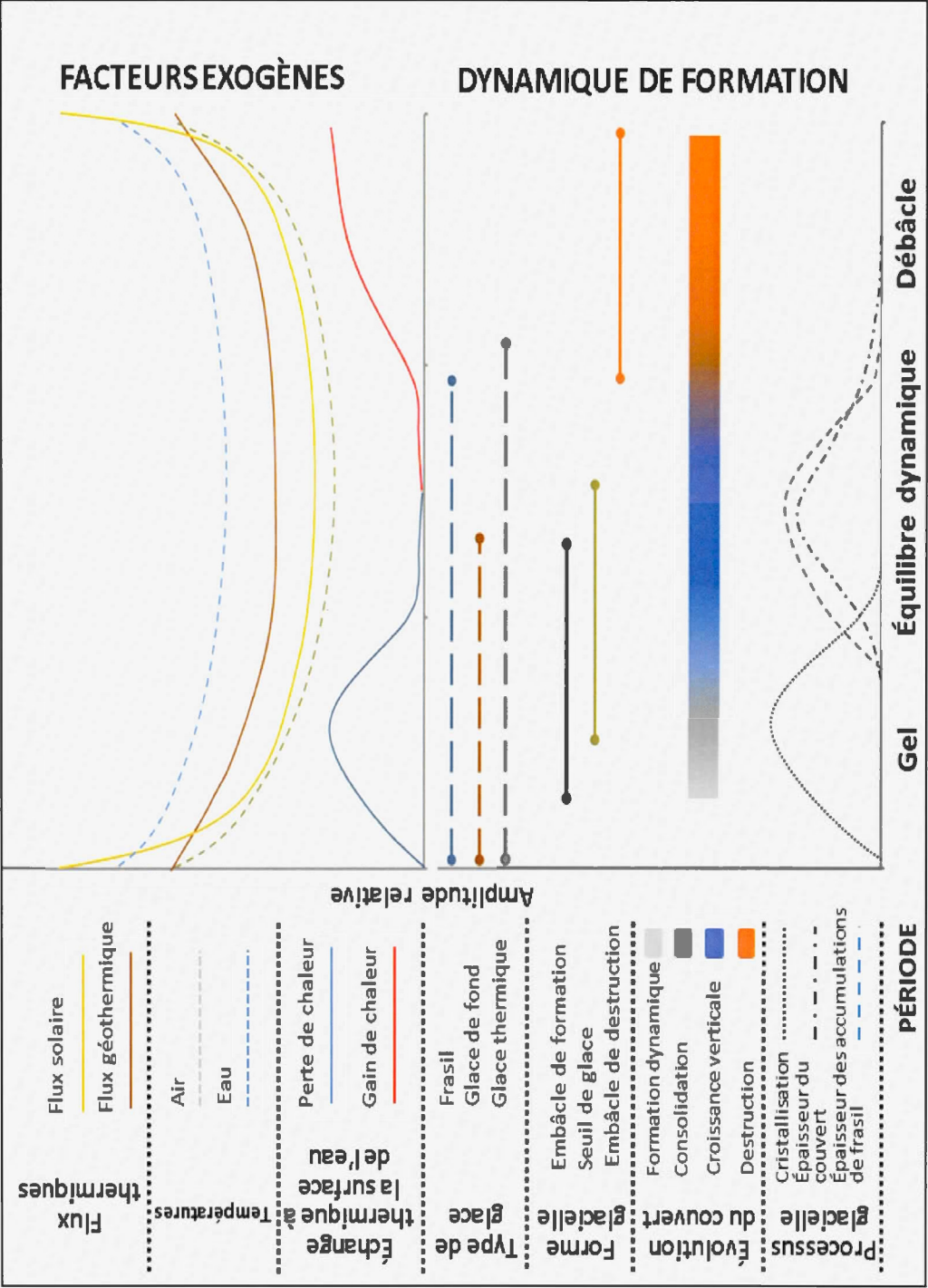


Figure 1.12 Figure récapitulative de l'évolution des processus glaciaires au cours de la saison hivernale.

1.4 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE

1.4.1 Problématique

La compréhension des interactions entre la géométrie hydraulique et les ajustements morphologiques hivernaux sur les processus glaciels demeure un défi en raison de la ponctualité, de la courte durée des processus morphogènes liés aux glaces fluviales ainsi qu'à la difficulté d'acquérir de l'information suite à la disparition du couvert glacial (Allard, 2010). Malgré un bon nombre d'avancées dans l'étude des glaces de rivière, les variations dans le temps et dans l'espace à différentes échelles ont souvent été négligées. Ettema et Kempema (2012) mentionnent que l'effet des processus glaciels sur les environnements fluviaux varie d'une échelle à l'autre. Cette différence est perceptible par la variation à différentes échelles entre les caractéristiques de la glace, l'influence de la glace sur les conditions hydrauliques, par le transport des sédiments ainsi que par les particularités géomorphologiques des rivières graveleuses. Les auteurs ajoutent que les difficultés pratiques associées à l'étude des glaces de rivières sur le terrain ainsi qu'en laboratoire ont ralenti l'avancée des connaissances dans ce domaine.

Dans la section précédente, les processus glaciels, les conditions de formations de la glace fluviale, les multiples interactions entre les composantes de la dynamique fluviale et glacielle ainsi que leurs variations spatio-temporelles à différentes échelles ont été abordées. L'ubiquité du frasil de rivière dans les régions froides (Sui, Hicks et Menounos, 2006; Sui *et al.*, 2008) ainsi que sa contribution substantielle à la formation des glaces et du couvert (p.ex. Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Prowse et Gridley, 1993; Sui, Wang et Karney, 2000; Sui *et al.*, 2002; Allard, 2010; Bergeron, Buffin-Bélanger et Dubé, 2011) font du frasil une composante affectant considérablement la dynamique fluvio-glacielle. La distribution spatiale des dynamiques du frasil et des types de glace varie à plusieurs échelles en raison de la forte relation de ces éléments avec les conditions physiques des environnements fluviaux. La capacité du frasil à être transporté ainsi qu'à s'accumuler massivement sous le couvert glacial accentue l'importance de son contexte spatio-

temporelle dans la compréhension de la dynamique de barrages suspendus en raison de l'omniprésence du couvert de glace présent pendant la saison hivernale. Une meilleure compréhension de la variabilité spatio-temporelle des interactions entre la morphologie du lit, les conditions hydrauliques, les processus glaciels et les formes glacielles permettrait ainsi d'apporter davantage de connaissances sur la dynamique fluvio-glacielle. Plusieurs liens essentiels restent à développer afin de mieux comprendre ces interactions à différentes échelles. L'étude de la dynamique fluvio-glacielle a également tendance à se réaliser dans des rivières de plus grandes dimensions. Dans le recensement des études sur la dynamique d'englacement des rivières effectué par Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé (2013), seulement quelques études récentes, sur un total de 37 cas, ont été effectuées sur de petites rivières. Aucune de ses études n'a examiné le contexte spatio-temporel de la dynamique du frasil de rivière. Outre ce recensement, quelques auteurs ont récemment pris en considération la répartition des processus glaciels, leurs variations et leurs effets à plusieurs échelles spatiales ainsi que leurs évolutions dans le temps : La description de l'évolution d'un barrage suspendu (Sun and Shen, 1988); les interactions avec la déformation du lit (Sui, Wang et Karney, 2000; Sui, Hicks et Menounos, 2006; Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron, 2011); ou avec les variations du niveau de l'eau (Sui *et al.*, 2002); la répartition spatiale des valeurs d'épaisseurs de frasil le long de méandres (Sun, Sui et Yao, 1992; Sui *et al.*, 2008); les variations de la dynamique glacielle à long terme et à l'échelle du corridor fluviale (Boucher *et al.*, 2012); ainsi que les changements dans les conditions hydrauliques à plusieurs échelles (Ettema and Kempema, 2012). Enfin, l'apport de connaissances sur les variations spatio-temporelles de la dynamique de barrages suspendus à l'échelle de la transition fluviale offrirait une meilleure compréhension générale de la dynamique fluvio-glacielle de bassins versant en région froide.

Le contexte spatio-temporel forme souvent les limites à la compréhension de la dynamique fluvio-glacielle pour diverses raisons. En premier lieu, la période de récolte de données est restreinte dans le temps, car elle doit être réalisée lorsque le couvert glacial devient sécuritaire. De plus, la quantification des processus survenant sous le couvert est difficile en raison de la présence du couvert et de la nature dynamique du frasil de

rivière. En second lieu, les conditions hydrométéorologiques affectent grandement les processus, les instruments de récolte ainsi que l'intégrité du couvert. Par conséquent, le déroulement de l'étude peut être perturbé en raison de l'instabilité du couvert ou d'un bris d'appareil causés par les conditions météorologiques (p.ex. redoux hivernal, vague de froid). En dernier lieu, l'accessibilité des sites d'échantillonnage, le transport et l'utilisation de matériel peut rendre le travail très laborieux, et ce particulièrement lorsque cela concerne l'étude de processus ponctuels. Le développement d'un cadre d'analyse adéquat et efficace sur la dynamique spatio-temporelle de la glace de rivière à l'échelle de la transition fluviale contribuerait grandement aux futures études. La rivière Mitis bénéficie des connaissances apportées par l'étude de Allard (2010) sur les dynamiques glacielles (p.ex. production, transport, accumulation) et de barrages suspendus et elle comporte une variabilité dans les styles fluviaux (p.ex. linéaire, sinueux, à méandres), dans la granulométrie du substrat (*e.g* blocs et cailloux en amont et sable et silt goldthwaitiens en aval) ainsi que dans les types de glaces et les formes glacielles observées (p.ex. barrages suspendus, glace de fond, couvert statique).

1.4.2 Objectifs de recherche

L'objectif général du projet de recherche consiste à décrire l'évolution et la dynamique de barrages suspendus dans un tronçon à méandres de la rivière Mitis au Bas Saint-Laurent (figures 2.1a et 2.1b) tout au long de l'hiver.

Trois objectifs spécifiques permettront de mener à terme ce projet de recherche :

1. Faire le suivi et analyser les dynamiques de production et de transport du frasil dans les tronçons à l'amont de la rivière Mitis afin de documenter le régime glacial tout au long de l'hiver.
2. Acquérir de l'information sur les dynamiques de transport et d'accumulation de frasil le long de la transition fluviale pendant la période de gel.

3. Documenter la dynamique des barrages suspendus dans trois mouilles de la section à méandres de la rivière Mitis pendant la période d'équilibre dynamique.

1.5 HYPOTHESES DE RECHERCHE ET PERTINENCE SCIENTIFIQUE

Tel que mentionné dans la section précédente, la dynamique de barrages suspendus est fortement associée à la répartition du couvert de glace, la configuration et la morphologie de la rivière et, par conséquent, aux conditions hydrauliques. Cette dynamique est également liée aux conditions hydrologiques et climatiques de la rivière Mitis. Par conséquent, des changements graduels dans les patrons spatiaux dans les épaisseurs d'accumulation de frasil pourraient être anticipés dans l'axe longitudinal du tronçon à méandres, suite à la mise en place du couvert glacial et à son évolution. Les deux hypothèses suivantes peuvent ainsi être émises :

1. La migration du frasil vers l'aval au cours de l'hiver engendrera la formation et l'évolution de barrages suspendus dans les mouilles suivant un gradient longitudinal dépendant du régime de frasil. Par exemple, lorsque l'apport en frasil dans une mouille est plus élevé que le taux de transport (c.-à-d. accumulation), un gradient longitudinal décroissant sera observé.
2. L'augmentation graduelle des volumes et de l'épaisseur de la couche de frasil à la tête du barrage sera observée dans le temps, suivie de leur diminution à la fin de l'hiver, et ce particulièrement dans les mouilles.

De plus, cette étude vise indirectement à élaborer un cadre d'analyse adéquat et fiable sur l'étude de la dynamique de barrages suspendus à l'échelle de la transition fluviale. Le projet de recherche a permis de mettre sur pied une méthodologie visant à réduire l'effort et le temps d'échantillonnage et d'analyse en plus d'obtenir des données représentatives du couvert *in situ*. Un cadre d'analyse de ce genre pourrait ainsi ouvrir la porte à une multitude de possibilités de recherche sur la dynamique fluvio-glacielle à petites échelles.

1.6 DESCRIPTION GENERALE DU SECTEUR A L'ETUDE

La rivière Mitis est située dans le bassin versant de la Mitis à environ 40 km à l'est de Rimouski au Bas-Saint-Laurent (figure 2.1a). Cette rivière semi-alluviale s'écoule sur 51 km du réservoir Lac Mitis, sur le plateau appalachien, jusqu'à la baie de Mitis située dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Le bassin versant s'élève à une altitude moyenne de 342 m et draine une superficie de 1805 km. Les principaux tributaires sont les rivières Mistigouèche (82 km), située à l'amont (PK16.9), et Neigette (117 km), situé à l'aval (PK16.6). Le régime hydrologique est de type nivo-pluvial dont le pic de crue survient généralement à la mi-mai. Le débit annuel moyen, influencé par les infrastructures hydroélectriques (c.-à-d. barrages au fil de l'eau) Mitis-1 et Mitis-2 situés en aval, est de $33,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

1.6.1 Contexte hydrométéorologique

La région de Mitis est caractérisée par un climat tempéré froid. Entre 2000 et 2010, la station météorologique de Mont-joli (Québec) a enregistré une température moyenne hivernale (novembre à la fin mars) de $-6,1^\circ\text{C}$ et des précipitations solides totales au sol de 314,4 cm (Environnement Canada, 2014). La glace de rivière se forme généralement vers la fin du mois de novembre, croît de décembre à fin février et la débâcle débute généralement vers la fin mars ou en avril.

1.6.2 Contexte hydrogéomorphologique

L'héritage glaciaire régional est fortement présent sur le territoire par la distribution de multiples formes d'accumulation d'origine glaciaires et fluvio-glaciaires (c.-à-d. deltas, kettles, kames et terrasses de kame) partiellement recouvertes d'une couche d'argile marine associée à la transgression de la mer de Goldwaith (Hétu, 1998). Les régressions

subséquentes, l'aggradation de la plaine alluviale et l'évolution du réseau hydrographique ont mené à une mosaïque irrégulière de dépôts dans laquelle la rivière Mitis s'incise et se stabilise temporairement. Les séquences de crêtes appalachiennes résistantes et de sillons friables exercent un contrôle lithologique sur le réseau hydrographique régional. Ce contrôle peut être observé par la présence de lacs filiformes et d'écoulements parallèles ou subparallèles au relief.

La rivière Mitis est une petite rivière (largeur moyenne du chenal <50m) qui se divise en deux sections distinctes. En amont, une section sinueuse de 13 km de long. Le chenal a une largeur moyenne de 38 m et est caractérisé par des séquences seuil-mouille faiblement développées pouvant atteindre des profondeurs de 2-3 m à faible débit.. Les sédiments varient de cailloux à des graviers. La production de frasil et de glaces de rive est fréquemment observée. Une section de 11 km située à l'aval caractérisée par la présence de séquences seuil-mouille à l'intérieur de méandres bien développés. La section est composée de cinq mouilles profondes (>4 m de profondeur à faible débit) situées où il y a des constriction lithologiques La largeur moyenne du chenal dans cette section à méandres est de 40 m. La géomorphologie est fortement influencée par la dynamique glacielle. Cette influence provient de la présence d'un épais couvert recouvrant l'intégralité de la section et de l'accumulation substantielle de frasil sous le couvert. Allard (2010) a d'ailleurs étudié l'évolution d'un barrage suspendu couvrant la presque-totalité de l'aire hydraulique d'une mouille présente dans ce tronçon.

1.6.3 Description des sites d'études

Les sites étudiés sont répartis le long de la transition fluviale en fonction des composantes de la dynamique de barrages suspendus que l'on y observe. À l'amont, cinq tronçons ont été choisis au niveau de seuils afin d'effectuer le suivi des dynamiques de production et de transport pendant la période d'englacement (figure 2.1b). De l'amont vers l'aval : (i) PK36.9 est situé à la confluence entre les rivière Mistigouèche et Mitis; (ii)

PK35.8 est localisé à l'emplacement d'un pont. Ces deux derniers sites ont été choisis, respectivement, en raison d'observations d'événements de transport de frasil et par la présence considérable de glace de fond lors de l'étude effectuée par Allard (2010); (iii) PK35.0 est localisé dans un seuil où la granulométrie médiane (d_{50}) observée y est la plus faible de la section; (iv) PK33.3 se retrouve dans un tronçon où de fortes turbulences y ont été remarquées lors visites précédentes; et (v) PK31.2 est localisé dans un seuil où le d_{50} y était le plus élevé. En aval, trois mouilles à frasil ont été échantillonnées pour le suivi de la dynamique de barrages suspendus. Le terme mouille à frasil a été proposé par Allard (2010) pour décrire les mouilles où la formation de barrage suspendu est connu. De l'amont vers l'aval : (i) PK18.1 est localisé dans un méandre profondément incisé dans des dépôts de la mer de Goldthwait (berge gauche) et de la plaine alluviale (berge droite); (ii) PK16.4 est situé dans un méandre à l'aval de la confluence des rivières Mitis et Neigette. La présence d'un barrage de frasil très volumineux y a été décrite par Allard (2010) et Allard, Buffin-Bélanger et Bergeron (2011); et (iii) PK14.8 est localisé dans un tronçon linéaire profond afin de comparer avec la dynamique de barrages suspendus présente dans les méandres. Enfin, les mouilles à l'étude ont été choisies lors d'un recensement de mouilles réalisé à l'été 2012.

1.7 CADRE METHODOLOGIQUE

Tel que mentionné précédemment, l'étude de la dynamique de barrages suspendus est complexe en raison de la multitude d'interactions avec les composantes de la dynamique fluvio-glacielle (figure 1.6). Elle doit ainsi intégrer l'ensemble des éléments influençant cette dynamique et considérer l'ensemble de la stratigraphie du couvert glacielle, de la dynamique du frasil ainsi que les paramètres physiques retrouvés le long de la transition fluviale. Afin de décrire cette dynamique à différentes échelles (c.-à-d. tronçon et section), le suivi de la production et de la formation, la documentation de l'évolution spatio-

temporelle de la production et des accumulations de la glace fluviale et du frasil seront effectués dans l'ensemble du secteur à l'étude (figure 2.1).

1.7.1 Granulométrie, segmentation morpho-dynamique et morphologie du lit

En premier lieu, le recensement des seuils, la segmentation morpho-dynamique ainsi que la caractérisation des formes et des styles fluviaux ont été effectués dans les deux sections à l'étude afin de localiser les zones potentielles de production, de transport et d'accumulation de frasil. Cette étape a été réalisée à l'aide de photographies aériennes et de validations terrain effectuées à l'été 2012. En second lieu, un suivi de la granulométrie au niveau des seuils a été réalisé à l'automne 2012 (figure 1.13). Le but de ce suivi a été d'identifier les sites ayant le d50 le plus faible (d50 min) et le plus élevé (d50 max) afin de percevoir le contraste entre dans les dynamiques de production et de transport. La stratégie d'échantillonnage privilégiée a été inspirée de la méthode de Wolman (1954). À chaque 500 m, le seuil le plus près a été trouvé. Ensuite, la méthode de Wolman a été appliquée sur trois sections transversales, soit une située au début du seuil, une à la moitié et une à la fin du seuil. Le pas d'échantillonnage a été établi aux trois pas jusqu'à ce que 50 roches soient mesurées le long de la section transversale, pour un total de 150 échantillons par seuil. Selon Rice et Church (1996), le nombre total d'échantillons par seuil réduit significativement l'erreur type du d50. La distribution d'échantillonnage est donc représentative de l'environnement échantillonné. L'axe b a été favorisé pour les analyses en raison de la tendance des sédiments à se mouvoir en pivotant sur cet axe. La figure 1.14 illustre la distribution des tailles granulométriques médianes pour chacun des seuils échantillonnés de l'amont vers l'aval. En troisième lieu, un profil longitudinal de la surface de l'eau a été tracé à partir d'une image LIDAR couvrant la section à méandres étudiée jusqu'à l'embouchure de la rivière dans la baie de Mitis (PK28.5 à PK0.0; figure 2.1b). Ce profil longitudinal couplé à la photo-interprétation des photographies aériennes par l'auteur ainsi qu'aux observations terrains a permis d'identifier et de localiser la transition fluviale

par les changements graduels dans les pentes et dans l'amplitude des méandres. Enfin, une bathymétrie a été réalisée à l'été 2013 dans les trois mouilles à frasil présentes dans le tronçon à méandres. Les trois sites visés par l'étude ont été sondés à l'aide d'un sonar multi-faisceaux fixé sur un zodiaque. Les résultats ont permis d'obtenir les profondeurs, d'établir les limites des séquences seuil-mouille et de mettre en évidence la morphologie du lit de la rivière. Le sonar multifaisceaux a également récolté des données de profondeurs lors du déplacement entre les sites, ce qui a permis d'avoir un profil longitudinal de l'altitude du lit de la rivière.

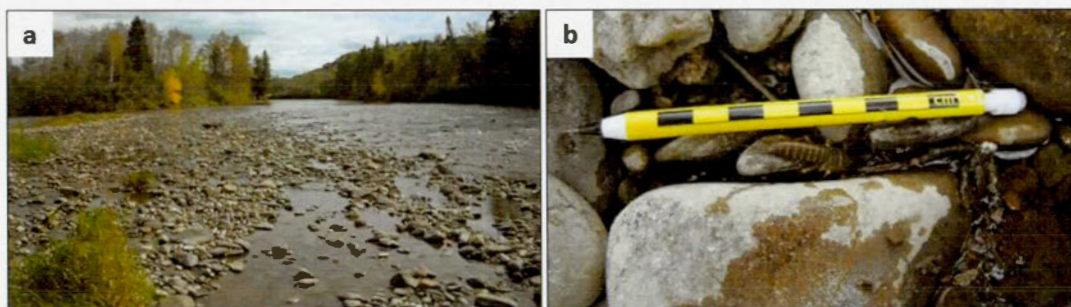


Figure 1.13 Suivi de la granulométrie des seuils le long de la transition fluviale. (a) Seuil échantillonné dans la section amont. (b) Galets, cailloux et graviers.

1.7.2 Suivi du régime de frasil

Le suivi du régime de frasil s'est déroulé entre les jours de l'année 2012-2013 (JA) 306 à 70. La majorité de l'information sur le régime du frasil a toutefois été récoltée dans la section amont lors de la période d'englacement. L'absence du couvert de glace a permis d'optimiser l'acquisition de données et l'interprétation des événements de production et de transport de frasil, les types de glace et les formes de glacielles observés. Des visites sur le terrain ont été effectuées aux JA 347, 17, 18 et 23 sur tous les sites du suivi de la dynamique de production et de transport (PK36.9 à 31.2). À chaque visite, la température de l'air, la superficie relative de la glace de rive (gauche et droite), du frasil en transport, de

la glace de fond, ainsi que les types et les formes glacielles présentes dans le chenal ouvert ont été notés. Les informations obtenues sur le terrain par les observations et le suivi quantitatif ont ensuite servi de complément à l'analyse du suivi par caméras automatiques ainsi qu'aux analyses subséquentes sur le régime du frasil le long de la transition fluviale.

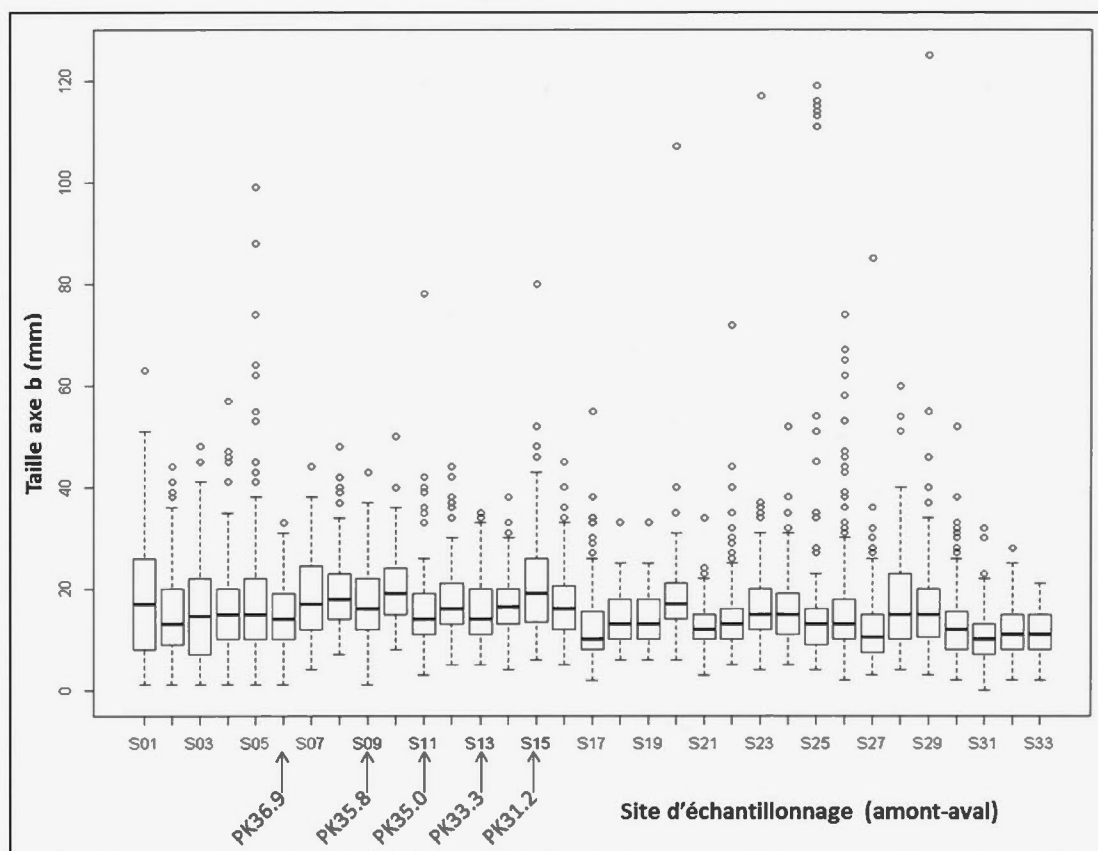


Figure 1.14 Distribution des tailles granulométriques pour chacun des seuils de l'amont vers l'aval.

Un suivi qualitatif des dynamiques de production, de transport et d'accumulation a également été réalisé le long de la transition fluviale entre les JA 306 à 90 à l'aide d'images

provenant de caméras automatiques (figure 2.2). Les caméras orientées vers l'amont ont photographié la surface de la rivière aux sites PK36.9, PK36.0, 31.2, 1PK18.1 et PK16.4. La fréquence et la fenêtre de temps quotidienne pour l'acquisition d'images ont été ajustées aux 30 minutes, de 7 AM jusqu'à midi. L'analyse des photos a été réalisée pour la période d'englacement, jusqu'à ce que le couvert glaciai recouvre l'entièreté des sites d'étude. La série temporelle d'images couplée aux données hydrométéorologiques a été utilisée afin d'extraire l'information sur les dynamiques de production, transport, d'accumulation et de barrage suspendu. Le recensement des événements a été pris en considération selon deux niveaux d'intensité (trois dans le cas du transport de frasil) : (i) la formation d'un embâcle de formation, le transport d'agréats de frasil de >10cm de diamètre (p.ex. gros flocons, crêpes, glaces de fond en suspension) ou le transport de fragments de frasil (p.ex. cristaux, particules, granules, flocons); (ii) la présence de formes de glace de fond sur plus de 50% de la largeur du chenal (p.ex. masses, tapis et barrages de glace de fond) ou la faible présence de plus petites formes sur moins de 50% de la largeur du chenal; (iii) la présence d'un couvert glaciai sur plus de 95% de la largeur du chenal ou sur plus de 80% de la largeur du chenal; et (iv) la présence de précipitations abondantes de neige ou la présence de précipitations modestes.

La série temporelle de données hydrométéorologiques a permis de corroborer et de valider les événements de précipitations, de production, de transport de frasil et de glace de fond issus du suivi par caméras automatiques. Les données de débits provenant des barrages Mitis-1 et Mitis-2 ont été fournies par les archives d'Hydro-Québec. Cette série temporelle couvre l'ensemble de la fenêtre temporelle de l'étude. Les données météorologiques régionales proviennent de la station météorologique régionale d'Environnement Canada située à l'aéroport de Mont-Joli. Les températures moyennes récoltées quotidiennement de 1954-2013, les températures minimales et maximales ainsi que les précipitations quotidiennes ont été extraites de ces archives. Les données hydrométéorologiques ont également été employées afin de corroborer et d'expliquer les variations dans la dynamique de barrages suspendus dans la section à méandres.

1.7.3 Suivi de la dynamique de barrages suspendus

L'étude de la dynamique de barrages suspendus a débuté pendant la période d'équilibre dynamique, lorsque l'épaisseur et la stabilité du couvert glaciaire a permis la récolte de données de manière sécuritaire. La méthodologie traditionnelle pour mesurer l'épaisseur de glace consiste à forer des puits à l'aide d'une tarière ou d'une scie-à-chaîne. Cette méthode peut s'avérer très laborieuse et nécessite beaucoup de temps et d'efforts sur le terrain, notamment lorsqu'une section entière d'une rivière doit être prospectée. L'utilisation d'un outil rapide et non-intrusif, tel le géoradar, s'avère être une excellente alternative pour atténuer ses contraintes. De plus, l'efficacité du géoradar pour discriminer et mesurer l'épaisseur du couvert glaciaire a été démontrée maintes fois et les techniques d'analyses ne cessent de s'affiner (Allard, 2010; Arcone et Delaney, 1987; Arcone, 1996; Bérubé *et al.*, 2009; Healy, Katopodis et Tarrant, 2007; Best, McNamara et Liberty, 2005).

Le géoradar, ou *ground penetrating radar* (GPR), est un outil qui utilise des ondes électromagnétiques afin de sonder les couches sous-jacentes de la surface (figures 1.16a et 1.16b). Cette méthode non-intrusive d'exploration permet ainsi de caractériser la stratigraphie glaciaire à l'aide de l'analyse de la réflectance des interfaces en fonction des propriétés électriques des différentes couches (c.-à-d. conductivité, perméabilité électrique, diffusivité). Il est ainsi possible d'effectuer l'identification des types de glaces ainsi que l'extrapolation de la profondeur des couches de glace et du lit à l'aide de la signature électromagnétique, de la vitesse et du temps de retour du signal. La différence de perméabilités électriques distinctes à l'interface des couches provoque la réflexion du signal à une certaine vitesse. Par conséquent, le temps de retour du signal permet de convertir les valeurs de temps en valeurs de profondeurs à partir de la formule suivante :

$$P = V \times \frac{T}{2} \quad (1.1)$$

où P représente la profondeur en m, V la vitesse de l'impulsion électromagnétique en m·s⁻¹ et T le temps d'un aller-retour du signal en nanosecondes (1 ns = 1x10⁻⁹ s).



Figure 1.15 Suivi de la dynamique de barrages suspendus: (a) Utilisation du géoradar le long d'une section transversale; (b) traineau transportant l'antenne 500 mHz utilisée pour le sondage; (c) forage d'un puits à l'aide d'une scie à chaîne; (d) mesure manuelle de la stratigraphie du couvert.

Les données récoltées par le géoradar ont été interprétées et analysées à partir de la réflectance du signal électromagnétique sur les interfaces présentes sous le couvert. Afin d'optimiser la qualité des données acquises et l'effort d'échantillonnage, six paramètres indispensables du géoradar NOGGIN 500 (Sensor and Software GPR[®]) doivent être ajustés préalablement en fonction de la tâche à effectuer et des conditions physiques des environnements sondés. Le tableau 1.3 présente les paramètres du NOGGIN 500. Dans cette étude, le choix des ajustements s'explique par l'environnement glaciaire et par les expériences antécédentes : (i) L'antenne de 500 mHz a été priorisée en raison de sa précision pouvant dépasser un mètre de profondeur sous la glace; (ii) les expérimentations antérieures ont montré que la stratigraphie glaciaire n'était pas un environnement bruyant et

que, par conséquent, une faible cumulation de signaux était amplement suffisante pour assurer une qualité adéquate des données; (iii) que la diminution de la fenêtre temporelle permet de réduire l'effort d'échantillonnage tout en conservant une qualité de données adéquate; (iv) qu'une fréquence d'échantillonnage de 0,2 ns est suffisante afin d'obtenir une résolution verticale assurant la qualité des interprétations; et (v) que la résolution verticale, qui se définit selon la formule suivante :

$$R = \frac{F}{I} \quad (1.2)$$

où R illustre la résolution verticale, F la fenêtre d'ouverture en ns et I l'intervalle temporel d'échantillonnage en ns, de 750 points/trace permet l'interprétation des interfaces de la couche de frasil.

Le suivi de la dynamique de barrages suspendus a été effectué aux sites PK18.1, PK16.4 et PK14.8 entre les JA 29 à 59. La stratégie d'échantillonnage des mouilles à frasil a consisté à récolter des données à l'aide du géoradar sur quatre à sept sections transversales, dépendamment de la longueur des tronçons étudiés. Deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées, soit entre les JA 29 et 38 ainsi qu'entre les JA 57 et 58 :

(i) La première campagne a débuté par l'échantillonnage de la mouille à frasil PK16.4 (JA 59) sur cinq sections transversales, suivi de PK18.1 (JA 35) sur quatre sections transversales et de PK14.8 (JA 38) sur quatre sections transversales; (ii) la seconde campagne a conservé le même ordre d'échantillonnage, soit PK16.4 (JA 57), PK18.1 (JA 58) et PK14.8 (JA 59). Un nombre identique de sections transversales a également été prospecté, à l'exception de PK16.4, où le nombre sections transversales a été augmenté à sept en raison de la portion manquante à l'amont de la mouille. Lors des deux campagnes d'échantillonnage sur le couvert glacial, des données d'épaisseur de chacune des couches composant la stratigraphie glacielle ainsi que la profondeur du lit

Tableau 1.2 Paramètres du NOGGIN 500 priorisés pour les sondages effectués au géoradar.

Paramètre NOGGIN plus	Description	Réglage
i - Fréquence de l'antenne	Permet au signal de pénétrer à différentes profondeurs à l'intérieur d'une matrice et dépend donc de l'objectif du projet. Ce paramètre diminue en fonction de la diminution de la fréquence de l'antenne.	500 mHz
ii - Cumulation de signaux	Permet d'augmenter la qualité du signal dans les environnements bruyants en effectuant la moyenne des valeurs obtenues. L'accumulation des signaux augmente toutefois la durée du processus. Il est primordial d'identifier la valeur optimale de ce paramètre selon la nature du projet (bruyant ou non bruyant) tout en conservant une bonne qualité des résultats acquis lors du sondage.	64 piles
iii - Fenêtre temporelle	Détermine le temps alloué au signal électromagnétique pour effectuer son parcours de l'émission jusqu'à son retour au capteur. La profondeur de pénétration du signal y est indirectement reliée en fonction de la vélocité du signal électrique. Ce paramètre est déterminant dans un échantillonnage de qualité et nécessite un ajustement en fonction de la profondeur estimée du couvert de glace et du lit de la rivière.	150 ns
iv - Fréquence d'échantillonnage	Détermine la fréquence d'émission de l'impulsion électromagnétique. Cet intervalle est dépendant de la fréquence de l'antenne, c.-à-d. qu'une antenne à fréquence plus élevée nécessite un intervalle temporel d'échantillonnage plus fin afin d'assurer une résolution spatiale convenable à l'analyse des profils de géoradar.	0,2 ns
v - Résolution verticale	Définit la qualité du sondage vertical par le signal électromagnétique. La fenêtre d'ouverture et l'intervalle temporel déterminent indirectement la résolution verticale. La résolution représente la relation entre la qualité des données et la quantité de temps disponible à la réalisation d'un suivi.	750 points / trace

ont été amassées le long des profils transversaux. Trois puits ont été forés à chaque section transversale, distancés au tiers, à la moitié et au deux tiers de la largeur totale du chenal englacé à partir de la berge gauche. L'épaisseur de la couche nivale, du couvert glacié et de la couche de frasil a été mesurée à chacun des puits (figures 1.16c et 1.16d). Ces données ont servi par la suite à corroborer les résultats obtenus par l'interprétation et l'analyse des profils de géoradar ainsi qu'à calibrer les vitesses de propagation du signal électromagnétique en fonction de la stratigraphie de la colonne de glace.

1.7.4 Stratégie d'analyse

Le cadre d'analyse est divisé en trois composantes : (i) Le post-traitement des données brutes, l'interprétation des profils, l'extraction des données provenant des profils de géoradar et la validation des résultats interprétés; (ii) le traitement et l'analyse des valeurs inférées de la couche de frasil dans son contexte spatial; et (iii) temporel.

1.7.4.1 *Post-traitements et interprétation et interpolation des valeurs de profondeur des couches de frasil*

Tout d'abord, l'ajustement du gain et l'application de filtres sur les données brutes ont été effectués en post-traitement à l'aide du logiciel EKKO view deluxe. Les ajustements de gain ont pour but d'accentuer ou de réduire l'amplitude du signal afin de ressortir ou d'atténuer les réflexions et les réfractions. Les filtres sont utilisés afin de réduire ou d'enlever le bruit indésirable présent dans les données brutes. Ces deux post-traitements ont été appliqués aux données afin d'améliorer la qualité des profils ainsi que l'interprétation des données géoradar. Ces derniers sont décrits dans le tableau 1.4. La figure 2.3 illustre l'effet des différents post-traitements sur des profils transversaux au niveau d'un seuil et d'une mouille provenant du site PK16.4 lors du

premier sondage. L'application de l'ajustement de gain SEC2 couplé à un filtre *dewow* a été privilégiée afin de discerner la limite inférieure du couvert glaciaire. Les résultats provenant de cette combinaison ont amélioré considérablement la qualité de l'interprétation (figure 2.3a). La présence de réflexions multiples sous l'interface du couvert de glace est observée. Ces réflexions s'expliquent par la réverbération du signal électromagnétique à la base du couvert glaciaire causée par une grande amplitude entre les vitesses de signal entre les deux couches (Stevens *et al*, 2009). La couche de frasil a été délimitée à l'aide de l'ajustement de gain AGC couplé au filtre *dewow* ainsi qu'un filtre temporel passe-bas (figure 2.3b). Ce dernier permet d'augmenter la qualité de l'image en éliminant le bruit provenant de longueurs d'onde de basses fréquences (Best, McNamara et Liberty, 2005). L'ajustement de gain AGC a été favorisé en raison de l'épaisseur de la couche de frasil et du mélange moins dense de cristaux de frasil et d'eau à la base du barrage suspendu. Ces perturbations dans le signal semblent diminuer l'intensité de la réflectance de l'interface inférieure ainsi que la perte du signal dans l'environnement par les effets de réfraction et de diffraction. La figure 2.3c illustre l'affinement des profondeurs interpolées des limites inférieures de chaque couche par l'étalonnage des vitesses du signal d'impulsion du géoradar.

Ensuite, l'interprétation et l'extraction des valeurs de profondeur des profils ont été réalisées à l'aide du logiciel EKKO lineview. Les valeurs de profondeur de chacune des interfaces ont été interpolées à partir de l'équation 1.2. L'écart entre les données d'épaisseur *in situ* et celles interpolées peut parfois être considérable, particulièrement dans le cas de l'interface de frasil (figures 2.3b et 2.3c). Cet écart s'explique par la composition de la colonne de glace qui provoque la variabilité verticale de la constante diélectrique. Les différents matériaux traversés par l'onde électromagnétique affectent le temps de retour du signal. Par conséquent, les vitesses de propagation ont dû être ajustées en fonction de la stratigraphie glaciaire à chacun des profils, et ce, pour les deux suivis réalisés sur le couvert. Les vitesses ont été ajustées préalablement par la fonction *velocity calibration* (EKKO lineview) à partir des données récoltées manuellement sur le terrain. Cette fonction a été privilégiée aux valeurs proposées par

Tableau 1.3 Ajustements de gain et filtres appliqués aux données brutes de géoradar afin d'améliorer la qualité des résultats et la précision de l'interpolation

Ajustement / Filtre	Description
Ajustement de gain SEC2 (<i>Spreading and Exponential Calibration and Compensation</i>)	Compense pour les pertes de signaux reliées à la diffraction sphérique du signal. L'atténuation du signal est compensée exponentiellement par ce gain, compensant ainsi la perte de signaux.
Ajustement de gain AGC (<i>Automatic Gain Control</i>)	Tente d'égaliser tous les signaux en appliquant un gain inversement proportionnel à la force du signal. Ne préserve toutefois pas l'information sur l'amplitude, c.-à-d. la force du signal relative entre les réflecteurs devient sans valeurs.
Filtre Dewow (<i>Signal Saturation Correction</i>)	Filtre temporel qui élimine les basses fréquences reflétant sur l'interface d'air entre le capteur et la glace (air wave), tout en conservant les impulsions de hautes fréquences.
Filtre passe-bas (<i>Low pass filter</i>)	Filtre temporel qui élimine les fréquences au-dessus d'un certain seuil de fréquences.

Sondages (figure 2.4). Les deux droites de régression linéaire illustrent une forte corrélation entre ces deux variables pour les sondages S1 et S2. La force de la relation est démontrée par leurs coefficients de corrélation élevés ($R^2=0,951$; $R^2=0,997$) et par les valeurs de pentes situées dans les limites de l'intervalle de confiance ($m_{S1}=1,043$; $IC_{0.05}=[0.96-1.13]$; $m_{S2}=1,006$; $IC_{0.05}=[0.99-1.03]$). Les résultats interpolés ont ensuite été placés et analysés dans leur contexte spatial et temporel afin d'obtenir plus d'information sur la dynamique de barrages suspendus.

1.7.4.2 *Analyses de la dynamique de barrages suspendus*

Les analyses de la dynamique de barrages suspendus ont débuté par la mise-en-contexte des résultats afin de pouvoir comparer les variations spatio-temporelles à l'intérieur d'une mouille à frasil ainsi qu'entre les mouilles.

En premier lieu, les valeurs de profondeurs ont été positionnées spatialement et couplées à des valeurs d'altitude le long des profils transversaux afin d'avoir une position dans l'absolue. Ensuite, ces valeurs d'altitude retrouvées le long des profils transversaux de chacun des sites lors des sondages S1 et S2 ont été soumises à une analyse d'interpolation spatiale sur ArcGIS. La méthode du *natural neighbor* a été privilégiée en raison de la réalité spatiale obtenue et de la qualité visuelle des résultats. L'interpolation spatiale a permis par la suite de reproduire chacune des couches (c.-à-d. couvert glaciaire et couche de frasil) dans leur contexte spatial. À partir de ces couches, l'extraction des valeurs d'épaisseurs et des volumes des barrages suspendus a ensuite été réalisée à l'aide d'ArcGIS®.

En second lieu, le couvert glaciaire, les barrages suspendus et la bathymétrie ont été positionnés le long des profils transversaux afin d'analyser les variations spatiales locales des barrages suspendus, de la bathymétrie et de l'aire d'écoulement. La même opération a été accomplie le long d'un profil longitudinal entre PK18.1 et PK14.8 afin d'analyser les variations spatiales des barrages suspendus, de la pente et de la

morphologie du lit à plus petite échelle. L'utilisation de la pente du lit a été favorisée à celle de la pente hydraulique en raison des conditions hydrauliques engendrées par la présence du couvert glaciaire. L'analyse spatiale a permis de faire ressortir les patrons spatiaux à chacun des sites lors des sondages S1 et S2. Les résultats obtenus ont servi pour l'analyse de la dynamique de barrages suspendus dans l'espace, mais ils ont également contribué à analyser les variations de cette dynamique dans le temps. Enfin, la dynamique de barrages suspendus a été analysée dans le temps à l'aide des données hydrométéorologiques, des résultats sur la dynamique du frasil le long de la transition fluviale ainsi qu'à l'aide des comparaisons entre les patrons spatiaux des sondages S1 et S2. Étant donné que les dynamiques de production et de transport sont fortement liées aux conditions hydrométéorologiques, les résultats ont permis d'analyser les variations amont dans le régime du frasil entre S1 et S2. De plus, l'analyse des conditions hydrométéorologiques a apporté des explications partielles aux variations dans la dynamique de barrages suspendus. La comparaison des patrons spatiaux, des profils transversaux et longitudinaux entre S1 et S2 ont également permis d'expliquer plusieurs processus associés à la dynamique de barrages suspendus. Les résultats issus de ces analyses ainsi qu'une discussion expliquant les variations de la dynamique de barrages suspendus dans le temps et dans l'espace sont présentés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2

ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DE BARRAGES SUSPENDUS DANS UNE TRANSITION FLUVIALE, RIVIÈRE MITIS, BAS-SAINT-LAURENT

Soumis à *Cold Regions Science and Technology* le 30 avril 2014

2.1 ABSTRACT

River ice dynamics along river corridors are known to affect river hydraulics throughout winter. Frazil ice is a major component of the river ice dynamics by its substantial contribution to river ice and ice cover formation. The ability of frazil ice to be transported as well as forming hanging dams under the ice cover highlights the importance of its spatio-temporal context due to ice cover ubiquitousness in cold regions. Once hanging dam fixation is initiated, it begins to grow and shape throughout winter depending on hydraulics, heat exchanges and upstream frazil ice regime. Hanging dam formation and evolution induce changes on hydraulics throughout winter. Hanging dams are mainly observed in deep river pools found along meanders. The main objective of this paper was to examine and describe the hanging dams dynamics along a fluvial transition of the Mitis River, Quebec (Canada). The documentation of frazil ice regime was performed along a fluvial transition to explain space-time variations of the hanging dam dynamics. Hanging dam surveys were performed by using a ground-penetrating radar (GPR) along the meandering reach. Interactions between hydrometeorological conditions, geomorphology, river hydraulics and frazil ice regime clearly affected hanging dam dynamics along studied reaches. Frazil ice regime was unsteady in space and time because it is highly linked to river hydraulics, bed morphology and hydrometeorological conditions. A longitudinal gradient of frazil ice dynamics and river ice type distribution affecting frazil ice regime were observed along the fluvial transition. Spatial variabilities of the frazil ice regime and

hydraulics influenced the hanging dam dynamics in the meandering reach. Non-stationary evolution of hanging dams suggested that hanging dams whether migrated downstream, got washed away or thermally decayed during the survey period. Observed upstream frazil ice regime inhibition between S1 and S2 as well as temporal variations of hydrometeorological conditions clearly affected hanging dam spatial patterns and frazil ice thickness distribution along the downstream reach during 2013 winter. General space-time patterns were described at the pool scale and relationships between frazil ice regime and hanging dam dynamics were proposed. However, no clear relationships were found between hanging dam dynamics and hydraulics due to a lack of data on hydraulics under the ice cover. Further advances on hydraulics conditions beneath the river ice cover along meander reaches would be required for a better comprehension on hanging dam dynamics.

KEYWORDS : frazil ice; frazil ice regime; ground-penetrating radar; hanging dam; hanging dam dynamics; river ice dynamics

2.2 HANGING DAM DYNAMICS ALONG A FLUVIAL TRANSITION, EASTERN QUEBEC, QUEBEC (CANADA)

2.2.1 INTRODUCTION

River ice dynamics along river corridors are known to affect river hydraulics throughout winter. Frazil ice is a major component of river ice dynamics, especially during freeze-up, by its ubiquity in cold region (Sui *et al.*, 2006; Sui *et al.*, 2008), and its substantial contribution to river ice and ice cover formation (*e.g.* Michel and Drouin, 1970; Michel, 1971; Sui, Wang and Karney, 2000; Sui *et al.*, 2002). Frazil slush, defined by Daly (1984) as a mix of frazil flocs and individual frazil crystals, can be observed in suspension or floating at the water surface. If flow velocities at the lead edge of a river ice cover are high enough, frazil slush, as well as snow slush and river ice, get swept under the ice cover. When underside transport occurs, frazil slush gets carried under ice cover until low flow velocities and recirculation patterns allow the underside accumulation (Sun and Shen, 1988; Ashton, 1986; Daly, 1994; Sui *et al.*, 2002). Frazil ice accumulations underneath the ice cover are also referred hanging dams. Hanging dams are mainly observed in deep river pools, known as frazil pool, found along meanders (Sun and Shen, 1988; Sun, Sui and Yao, 1992; Sui *et al.*, 2002; Sui, Hicks and Menounos, 2006; 2008; Allard, 2010). Once hanging dam fixation is initiated, it begins to grow and evolve throughout winter depending on frazil ice regime, hydraulics and heat exchanges. Hanging dam thickening and evolution is enhanced by the oncoming frazil ice. Variations of longitudinal, transversal and vertical flow velocities in both space and time affect hanging dam dynamics by promoting underside accumulation or hanging dam erosion throughout winter. Heat exchanges affect hanging dam dynamics by causing frazil ice melt or metamorphosis. Frazil ice crystals metamorphosis causes hanging dam hardening or a reduction of the cohesive strength (Ashton, 1986). Hanging dam evolution is a key element of fluvial dynamics that reflects the complexity of interactions between hanging dam, river ice and fluvial dynamics at various scales.

Large-scale variations of bed morphology, channel slope, bed material size and flow depth along a sedimentary link were related to river ice dynamics and ice distribution by Bergeron, Buffin-Bélanger and Dubé (2011). The suggested model implies that upstream variations of river ice processes affect downstream river ice dynamics. Similar large-scale variations of fluvial environments affecting river ice processes are observed along fluvial style successions, also known as fluvial transitions. Steeper slopes, bed materials and flow depth changes over short distances (*i.e.* step-pool, riffle-pool reaches) generally observed upstream promote frazil ice production, transport and local accumulations. Frazil slush inputs and transport along open and covered reaches thus affect large-scale frazil ice distribution (Bergeron, Buffin-Bélanger and Dubé, 2011) and downstream hanging dam evolution (Sui, Wang and Karney, 2000; Sui *et al.*, 2002) throughout winter. Downstream variations of bed morphology, channel slope and bed material size along the fluvial transition induce hydraulics changes. Underside transport capacity of frazil ice is gradually reduced by higher flow depth, lower slope observed along the fluvial transitions as well as additional flow resistance caused by the river ice cover. Transport capacity reduction eventually leads to hanging dam initiation.

Despite considerable advances concerning river ice processes, the spatio-temporal context is often neglected and represents a major limit to the understanding of river ice dynamics. In a review of freeze-up dynamics, Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé (2013) inventoried very few studies carried on small rivers and none of them examined frazil ice dynamics in a spatio-temporal perspective. However, few authors recently examined the distribution of river ice processes affecting hanging dam dynamics, their spatio-temporal variations and their effects on fluvial dynamics at various scales. Relationships between hanging dam evolution (Sun and Shen, 1988) and riverbed deformation (Sui, Wang and Karney, 2000; Sui, Hicks and Menounos, 2006; Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron, 2011) and associated variation in water level (Sui *et al.*, 2002) were investigated. Hanging dam spatial distribution was also described along a meandering reach of the Yellow River in China throughout winter (Sun, Sui and Yao, 1992; Sui *et al.*, 2008). Many factors can explain the lack of advances on large-scale river ice processes during winter. First, ongoing

processes under the ice cover can hardly be monitored due to the extremely dynamic nature of the frazil ice particles. Second, the winter logistic can be really difficult, especially if a river reach have to be surveyed regularly. Last, risks induced by harsh meteorological conditions or ice cover instability can cause tools malfunctions, slow down or even interrupt surveys. The use of a non-intrusive tool, such as a GPR (Ground Penetrating Radar), significantly reduces the difficulty to monitor frazil ice dynamics by avoiding laborious field work (*i.e.* manual bored holes and *in situ* sampling) required to survey the river ice column along many reaches.

River ice processes observed along fluvial transitions may reflect the complexity of interactions between fluvial and river ice dynamics. Understanding large-scale variations of hanging dam dynamics in both space and time as well as its interaction with fluvial dynamics would lead to a better understanding of cold-region fluvial systems. The main objective of this paper is to examine and describe hanging dam dynamics along a fluvial transition of the Mitis River. More specifically, the frazil ice regime was documented throughout winter within a 20 km reach of the river while the hanging dam dynamics of frazil pools were investigated in the downstream meandering reach.

2.2.2 MATERIAL AND METHODS

2.2.2.1 *Study area*

The Mitis River is a 51 km long semi-alluvial river that flows from the headwater Mitis Lake to the Mitis Bay in Grand-Métis (figure 2.1a). This small river drains an area of 1,805 km² and has two major tributaries, the Mistigouèche River (82 km long) and the Neigette River (117 km). The Mitis River can be divided in two sections: (i) The upstream roughly linear reach that flows through Appalachian plateau. Rifle-pool sequences, steeper slopes, more turbulent flow conditions and general river width of less than 50m characterize the upstream reaches. (ii) The downstream meandering reach that flows

through postglacial deposits, alluvial sediments and few scattered bedrock outcrops. Downstream reaches are characterized by gentler slopes and well-developed meanders. Deep pools and lower dynamics, as well as larger river width (more than 50 m in general) are observed.

Hydrometeorological conditions of the Mitis River are characterized by a nivo-pluvial hydrological regime with discharge peak occurring in mid-May and a mean annual discharge of $53.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1921-1984). The River runoff is influenced by the presence of two run-of-river hydroelectric plants (Mitis-1 and Mitis-2) that are located between Grand-Metis and Price (1.9 and 4.6 km from the estuary). The study area is characterized by cold-temperate climate with a mean annual temperature of 3.47°C (1984-2012). River ice usually starts to form at the end November, stabilizes and progresses upstream from December to February until the break-up that occurs generally in late March or in early April.

The studied fluvial transition (figures 2.1b and 2.1e) is divided in two sections, distinct by their river ice dynamics, that follow the natural limits of the river styles: (i) The riffle-pool reach which is characterized by a significant frazil ice production, transport and surface accumulation processes. The studied reach lies between PK31.2 and PK36.9 (Point Kilometer from estuary). (ii) The downstream reach characterized by significant transport and accumulation processes at the water surface during the freeze-up period and under the ice cover once it is set up. Three pools lying between PK14.8 and PK18.1 were selected for hanging dam dynamics surveys (figures 2.1b to 2.1e). According to field observations by Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron (2011), a previous hanging dam formed in PK16.4 frazil pool and grew significantly during the 2008 winter. Surveys on the frazil ice regime along the fluvial transition were accomplished on five upstream sites between PK31.2 and PK36.9 (upstream reach) and on three sites between PK14.8 and PK18.1 (downstream reach).

2.2.2.2 *Frazil ice regime surveys*

Frazil ice regime surveys (table 2.1) were accomplished during the winter season to associate upstream frazil ice regime to downstream hanging dam evolution. Two types of observations were conducted. Firstly, field observations were acquired from DOY 347 to 25 (Day of Year) on every upstream study sites (PK31.2 to PK36.9) until river ice cover formed. These sites were chosen according to: (i) Lowest median particle size values ($d_{50}=100$ mm; $s=72$ mm; PK31.2) associated to less turbulent flows; (ii) significant turbulent flows observed (PK33.3); (iii) highest median particle size values ($d_{50}=190$ mm, $s=69$ mm; PK35.0) associated to higher turbulent flows; (iv) observations of massive anchor ice observed under the bridge (PK35.8); (v) and previous observations of significant frazil ice transport at the confluence of the Mistigougeche River (PK36.9) by Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron (2011). Riffles with lowest and highest d_{50} values were chosen to acquire information on contrasted fluvial environment. Field observations were included in the frazil ice regime analysis as validation and complement purposes for the camera survey.

Secondly, five automatic digital cameras (Reconyx HC500) were installed in both upstream (PK31.2, PK35.0 and PK36.9) and downstream reaches (PK16.4 and PK18.1). Cameras captured the study sites every 30 minutes from 7 AM to 12 PM (figure 2.2), from DOY 306 to 70 (November 1st to March 11th). Visual interpretations of the photographic time series allowed to extract information on the frazil ice regime. Hydrometeorologic time series were analyzed to corroborate and validate snowfalls, frazil ice transport and anchor ice production events. Drifting frazil slush, anchor ice formation, evolution of static river ice and precipitations were categorized using two level of intensity (three levels in the case of drifting frazil ice events). Solid precipitations were documented because of their significant contribution to frazil slush (also known as snow flush) in small rivers (Turcotte, Morse and Anctil, 2012). Regional air temperature and precipitations datasets were extracted from Environment Canada climate data archive from DOY 306 to 120 (figure 2.5). Hydrological time series from Mitis-1 and Mitis-2 dams were provided by Hydro-

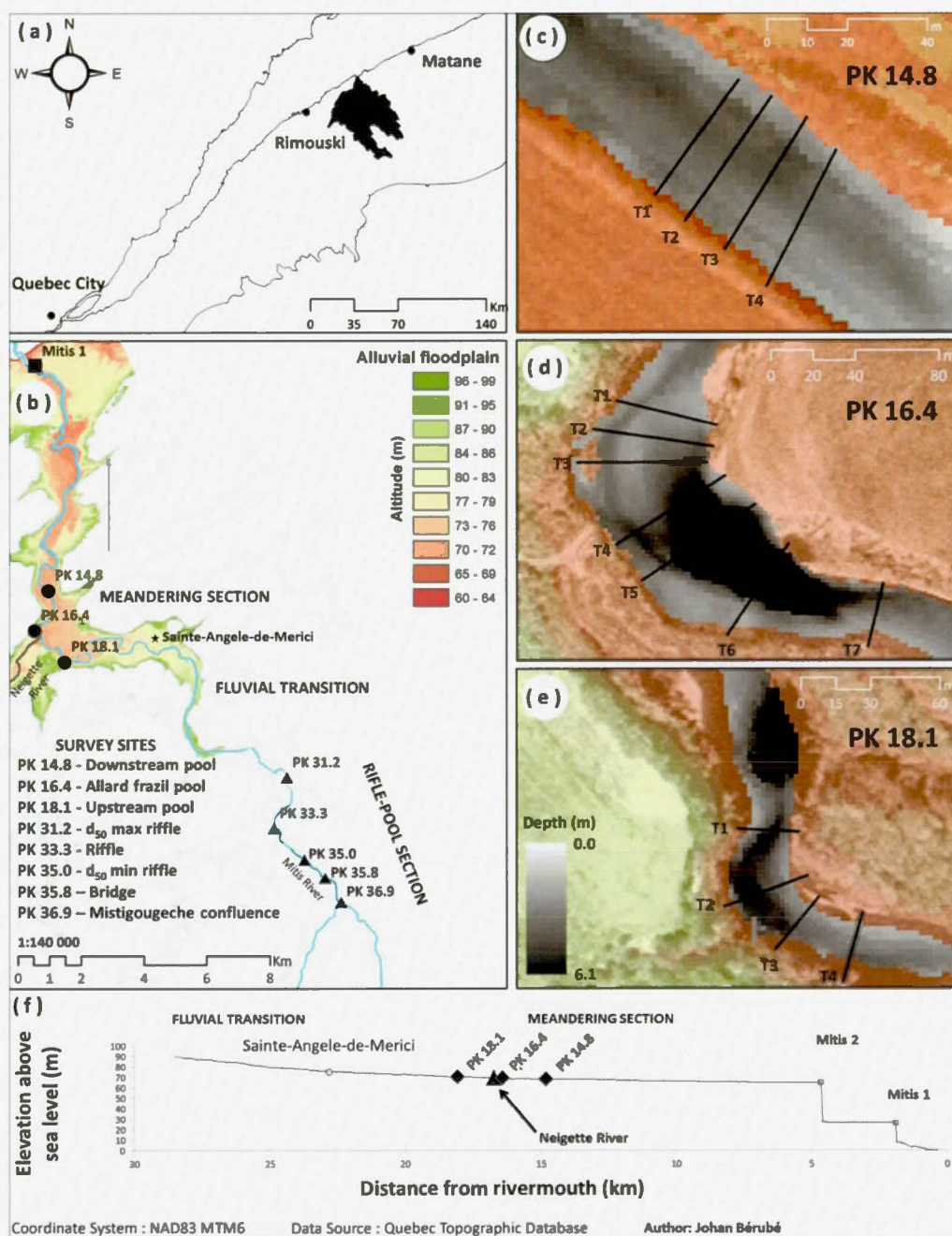


Figure 2.1 (a) Location of the Mitis watershed. (b) Physiographic map of the survey sites along the fluvial transition. Location of GPR cross-sections and the bathymetry of the PK14.8 pool (c), the PK16.4 pool (d) and the PK18.1 pool. (e) Longitudinal profile of the meandering reach.

Quebec archives. The combination of both surveys provided a space-time series in frazil ice regime along the fluvial transition.

2.2.2.3 *Hanging dam surveys*

Two hanging dam surveys (S1 and S2) were performed once the river ice cover was thick enough to allow safe work (table 2.1). The fieldwork was undertaken at two distinct periods between DOY 29 to 59 on three frazil pools in the meandering section. These sites were chosen according to previous observations on potential frazil pools by the authors (PK14.8 and PK16.4) and Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron (2011) (PK18.1). Two study sites were chosen in meander reaches (PK16.4 and PK18.1; figures 2.1d and 2.1e) and one in a straight reach (PK14.8; figure 2.1c). GPR surveys were performed using a NOGGIN 500 GPR system (Sensor & Software GPR[®]) with a 500 mHz antenna. The first GPR survey (S1) was performed using this following survey order: Five cross-sections at PK16.4 were surveyed during DOY 29, followed by four surveyed cross-sections at PK18.1 and PK14.8 during, respectively, DOY 35 and 38. The second GPR survey (S2) was performed using the same survey order as S1 survey: PK16.4 was first surveyed on seven cross-sections during DOY 57, followed by PK18.1 (DOY 58) and by PK14.8 (DOY 59) on four cross-sections. Hanging dam surveys were realized in two steps: (i) A ground-penetrating radar (GPR) survey was performed first to acquire information underneath ice layers along four to seven GPR cross-sections positioned along the pool from the upstream limit to the downstream end; (ii) three holes were then manually bored along every transects to obtain data on the snow-ice cover stratigraphy, frazil ice layer thicknesses and riverbed depth. Holes were evenly distributed at one-third, median and two-third distance from the left bank. *In situ* data were used to validate GPR data interpretations and calibrate the signal velocity through multiple ice layers.

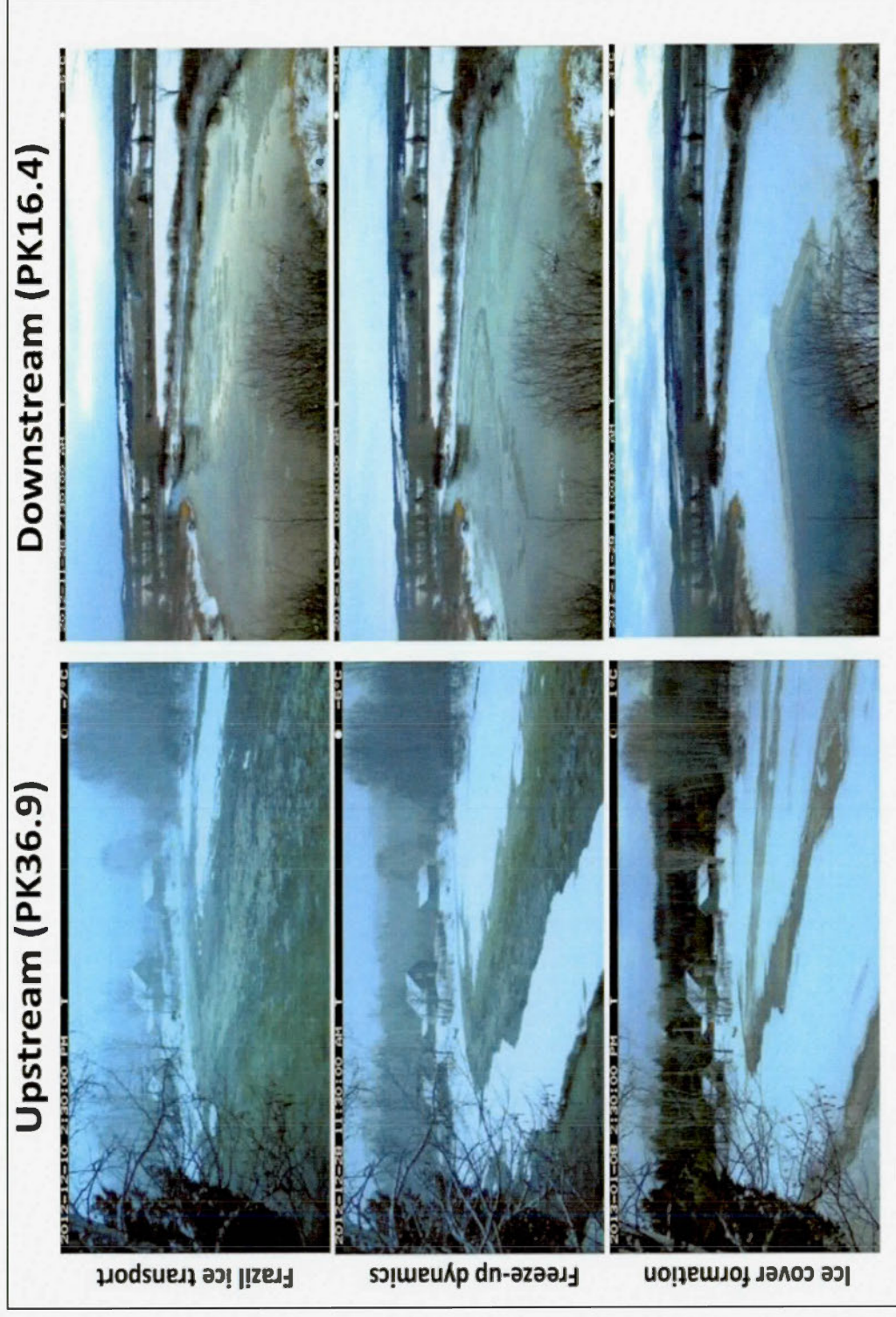


Figure 2.2 River ice processes observed along the fluvial transition.

Table 2.1 Methodological summary of the frazil ice regime and hanging dam surveys.

Geographic scale	Survey type	Methods	Date (DOY)	Site (PK)	Description
Regional	Frazil ice regime	Hydrometeorological datasets	306 to 70	All study sites	<ul style="list-style-type: none"> Regional air temperature and precipitations datasets were extracted from <i>Environment Canada</i> climate data archive. Hydrological time series from Mitis-1 and Mitis-2 dams were provided by <i>Hydro-Quebec</i> archives.
		Field observations	347 to 25	36.9, 35.8, 35.0, 33.3 and 31.2	<ul style="list-style-type: none"> Acquired information on river ice types, their relative covering area and relative densities. Fieldtrips occurred when air temperature was below -15°C.
Upstream reach	Frazil ice regime	Camera survey	306 to 70	36.9, 35.0, 31.2, 18.1 and 16.4	<ul style="list-style-type: none"> Study sites photographed every 30 minutes from 7 AM to 12 PM. Times series used to extract information and analyse frazil ice regime Processes were validated by hydrometeorological time series.
Fluvial transition		GPR survey and post-treatments	29 to 38 (S1) and 57 to 59 (S2)	18.1, 16.4 and 14.8	<ul style="list-style-type: none"> Four to seven GPR cross-sections were positioned along the frazil pool, from the upstream limit to the downstream end. 500 mHz antenna was used to survey the ice column. Dewow, low pass filters and SEC2, AGC gain adjustment were applied to raw data to enhance image quality and frazil ice layer interpretation. Hyperbola velocity calibration function was used to calibrate the signal velocity through multiple ice layers.
Downstream reach	Hanging dam	<i>In situ</i> ice stratigraphy	29 to 38 (S1) and 57 to 59 (S2)	18.1, 16.4 and 14.8	<ul style="list-style-type: none"> Three holes were manually bored along every cross-section evenly distributed at one-third, median and two-third distance. Ice cover and frazil ice layer lower boundary depths were measured. <i>In situ</i> depth values were used to validate GPR data interpretations and calibrate the signal velocity.

Raw data was then post-treated by the EKKO lineview software (Sensor & Software GPR[®]) to enhance the image quality and the precision of frazil ice thickness interpolation. Figure 2.3 shows the effect of the gain adjustments and filters used on GPR raw profiles on a shallow depth cross-section (left) and on a deeper cross-section (right). Post-treatments performed on GPR data were: (i) A SEC2 (Spreading Exponential Calibrated Compensation) gain adjustment and a dewow filter (figure 2.3a); (ii) an AGC (Automatic Gain Control) gain adjustment, a dewow filter and a low pass spatial filter (figure 2.3b); (iii) a signal velocity calibration with *in situ* frazil lower boundary depth was performed by using the hyperbola velocity calibration function. Multiple reflections (also referred as "multiples") are noticed below ice cover lower boundaries (white dotted lines) of figures 2.3a and 2.3b. Those reverberations from the base of the ice layer are the results of large amplitude between ice and water signal velocities (Stevens *et al.*, 2009). Figure 2.3b shows the interpretation of the frazil ice lower boundary (white plain line) along transects compared with the *in situ* frazil depth values (white triangle). A significant gap can be noticed between the estimated and *in situ* frazil lower boundary depth values. This gap is explained by the vertical variation of the frazil ice density within the water that affects the signal velocity. GPR signal velocities were thus calibrated by *in situ* depth values to enhance the precision of the interpolated frazil ice depth (figure 2.3c).

Figure 2.4 shows a simple linear regression model that illustrates the effectiveness of the velocity calibration on the frazil depth estimations. The strong relationship between frazil depth values observed and those estimated is shown by the strong S1 survey ($R^2=0,951$) and S2 survey ($R^2=0,997$) coefficient of determination. Moreover, the regression slope of S1 ($m=1.043$; $IC_{0.05}=[0.96-1.13]$) and S2 ($m=1.006$; $IC_{0.05}=[0.99-1.03]$) corroborates the relation strength by being within the limits of the confidence interval.

Frazil ice thickness values along transects of both S1 and S2 surveys were submitted to a spatial interpolation analysis on Arc GIS (Esri[®]). The natural neighbor method was preferred because of the spatial reality of the data distribution and the visual quality of the results. Frazil ice volumes were then computed for every frazil pool of S1 and S2 surveys.

A longitudinal profile showing the surface water coupled to bathymetry was created from PK18.1 to PK12.9. Bed slopes of studied reaches were computed from the profile and analyzed to acquire information on river environments and on large-scale variations. Bed slopes were preferred here to hydraulics slopes due to the hydraulics conditions induced by the ice cover during winter. Those results were used to analyze and explain spatial and temporal variations of hanging dam dynamics.

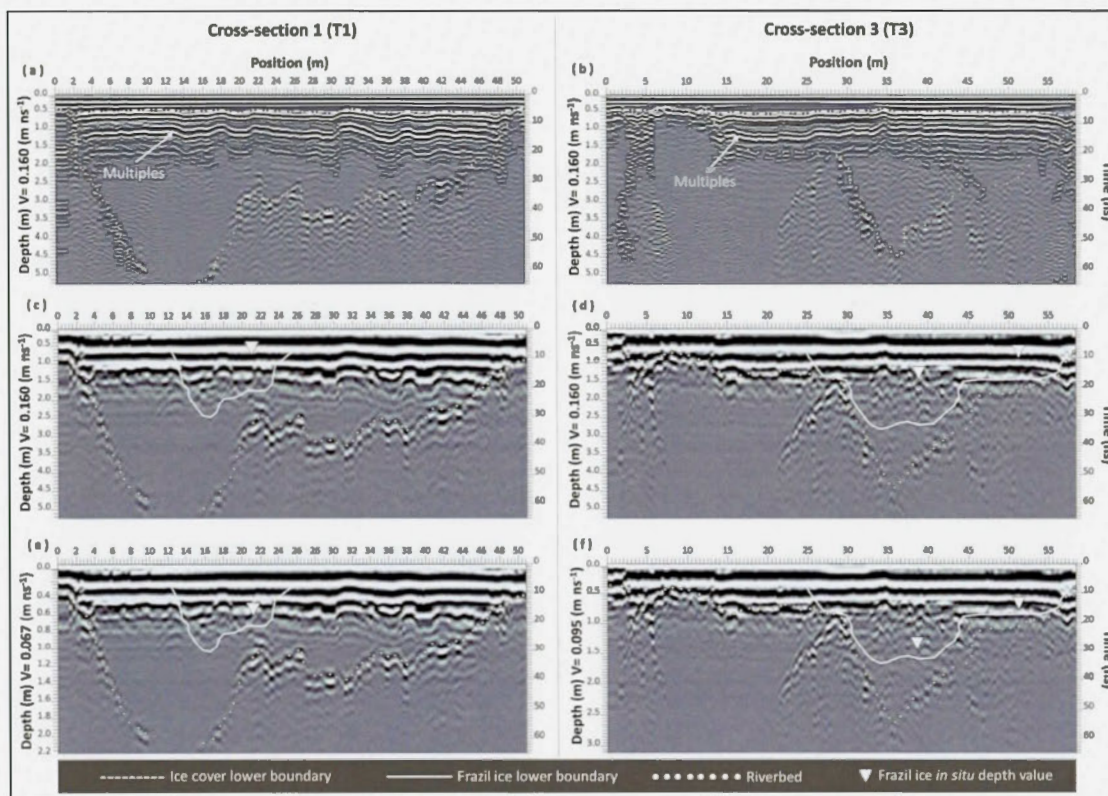


Figure 2.3 GPR profiles at PK16.4 pool and interpretation with three different post-treatments for cross-sections T1 (left) and T3 (right) during S1 survey. (a) Ice cover lower boundary interpreted with a SEC2 gain adjustment and a Dewow filter. (b) Frazil ice lower boundary interpreted with an AGC gain adjustment, a dewow filter and a low pass spatial filter. (c) Frazil ice lower boundary interpreted and signal velocity calibration by the *in situ* frazil ice depth values.

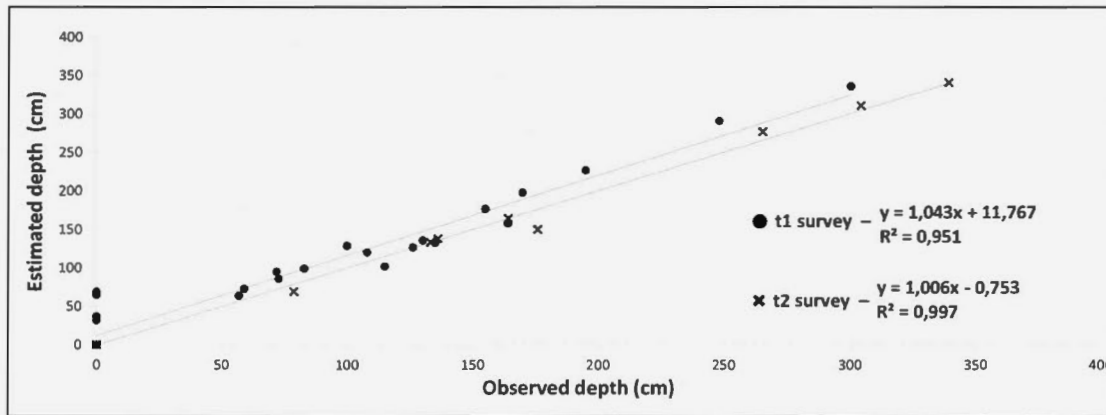


Figure 2.4 Simple linear regression model showing the strong relationship between observed and estimated frazil depth values.

2.2.3 RESULTS

2.2.3.1 *Frazil ice regime along the fluvial transition*

Frazil ice regime is strongly related on hydrometeorological sequences. Figure 2.5a shows the accumulated freezing degree-day (AFDD) time series between DOY 306 and 120 from 1954 to 2012 (grey plain lines) and plot year 2013 for comparison (black plain line). A confidence interval of the population was calculated from the historical period (black dashed lines). Assuming that the AFDD follows a normal distribution, the 95% confidence interval ($z=1.96$) reveals that the 2013 AFDD distribution remained close to the lower limit of probability of occurrence. 2013 winter was thus warmer than common winters and generally remained in the confidence interval except during the four warm spells during freeze-up period. Those events were associated with higher daily mean air temperature and caused a drop below the 95% confidence interval during DOY 326, 344, 356 and 15 respectively.

River discharge time series shows two small discharge peaks that occurred prior to hanging dam surveys synced with warmer daily temperatures during DOY 341 and 32

(figures 2.5b and 2.5c). Cold temperature and cold spells enhancing frazil ice production, *i.e.* below -10°C (Beltaos *et al.*, 1993; Bisailon and Bergeron, 2009), began to occur at DOY 336 and stopped around DOY 80 (figure 2.5c). Four significant cold spells are observed around DOY 352, 8, 25 and 40. Four significant snowfalls (>20 cm) can be observed on the daily precipitations time series (figure 2.5c).

Hydrometeorological conditions were coupled to information on frazil ice regime acquired from the camera survey (figure 2.5e). Frazil ice slush and snow slush inputs were included in the frazil ice regime analysis. Frazil ice transport was first observed at PK18.1 and PK35.0 on DOY 323, when daily minimum air temperature reached -14.3°C and AFDD reached 13.1°C . Frazil ice constant transport began upstream around DOY 344, when minimum air temperature was constantly lower than -5°C . Early frazil jam that occurred at PK36.9 during DOY 345 was probably caused by the snow slush inputs coupled to a significant anchor ice production. Significant frazil ice flocs and floes transported from the Mistigougeche River were observed at PK36.9 during the cold spell of DOY 351. At that moment, frazil ice regime was high enough to clog the channel surface at the confluence. DOY 358 and 359 frazil ice jams at PK31.2 occurred during significant frazil ice transport and anchor ice production periods. Snowfalls and low temperatures promoting frazil ice and anchor ice production then supplied frazil slush for the rest of winter.

Anchor ice production began around DOY 334 (PK31.2), when the minimum air temperature reached -10°C . Field observations and camera survey showed sequences of anchor ice production at PK36.9 (DOY345 to 353 and DOY 359 to 6) and PK35.0 (DOY 352 to 363). PK 36.9 sequences occurred during cold spells and lasted until air temperature rose. At PK35.0, anchor ice covering more than 50% of the channel width was observed. This massive anchor ice production sequence was synced with the first cold spell and remained stable despite air temperature variations. Once river ice cover formed at PK35.0, a significant frazil ice transport coupled to noticeable anchor ice production episode occurred between DOY 9 and 14. At PK35.8, anchor ice forms covering 100% of the open

cross-section was observed during field trips of DOY 18 to 23. A lot of anchor ice was also observed in suspension along the reach. All anchor ice production sequences that occurred during freeze-up period lasted until the river ice cover occupied more than 80% of the channel width.

In summary, these results showed that upstream frazil slush inputs were roughly constant from DOY 329 to DOY 25. Camera survey and field observations also suggested that anchor ice production and frazil ice transport gradually stopped as the river ice cover grew and scarce frazil ice transport events occurred between S1 and S2. Ice cover complete formation was first noticed downstream at PK18.1. Ice cover gradually began to form from downstream to upstream study sites, following longitudinal gradient. Ice cover finally started to form upstream between DOY 359 (PK 31.2) and 7 (PK 36.9) following a longitudinal gradient as well. Despite the ice cover formation, scarce frazil ice transport and anchor ice production events were observed upstream in open areas throughout winter.

2.2.3.2 *Hanging dam dynamics*

2.2.3.2.1 Frazil pool

Figure 2.6 shows the interpolated frazil ice thickness within the three selected pools from both S1 and S2 GPR surveys. At PK18.1, the hanging dam formed mostly in the middle part of the frazil pool, on the outer bank of the meander during S1 (figure 2.6c). Another small accumulation was observed at the upstream limit of the pool, on the inner bank of the meander. The second survey (S2) showed a small amount of frazil that remained within the meander, towards the inner bank at the downstream limit. At PK16.4, the hanging dam had the biggest volume of all pools observed throughout winter (2426.4 m^3). The major concentration of the accumulation was located on the outer bank, at the downstream part of the frazil pool dams (figure 2.6b). The hanging dam during S2 had a volume of 1523.7 m^3 , which is the second highest value observed during the winter season. The hanging dam was spatially distributed along the frazil pool and had two frazil ice

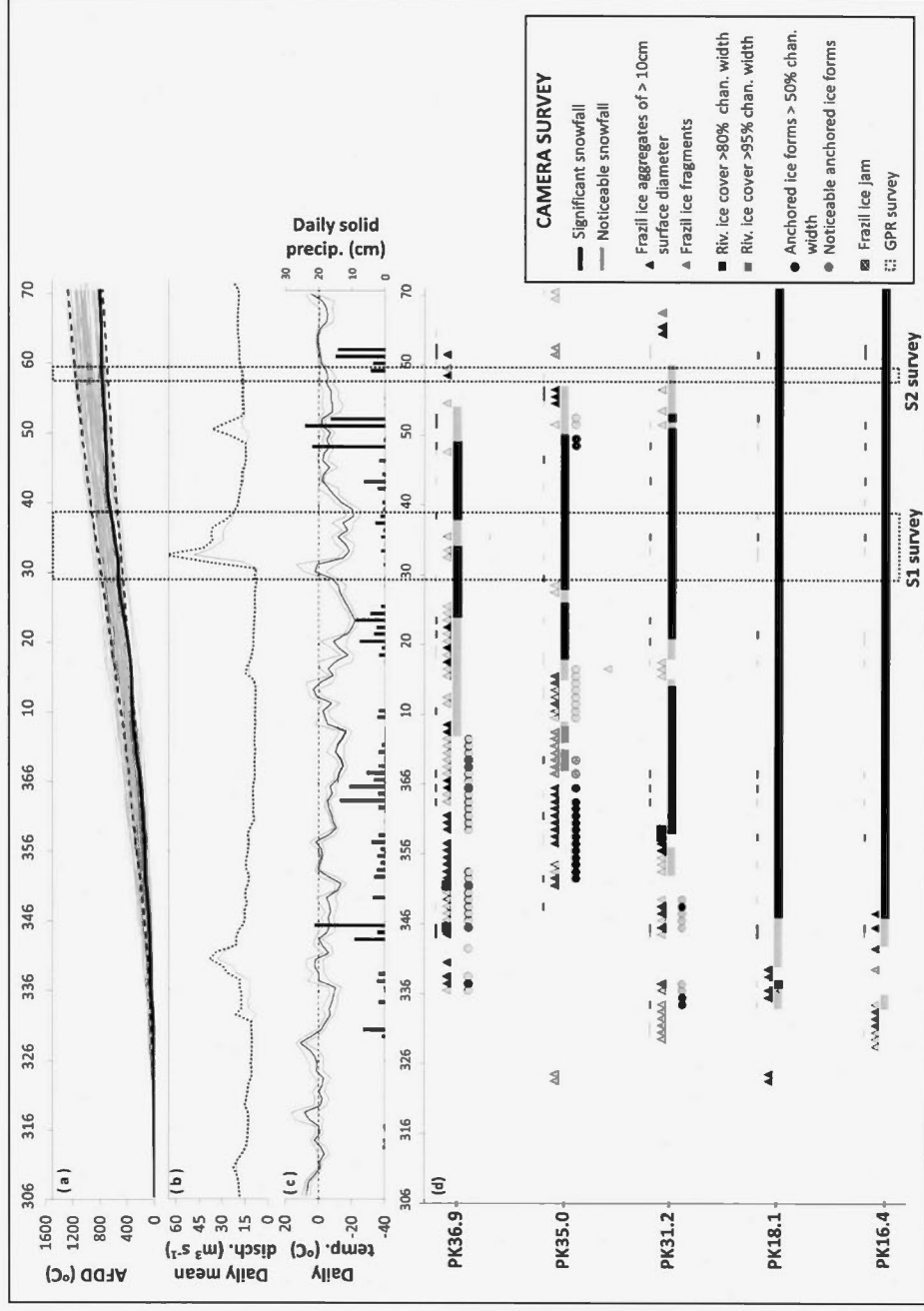


Figure 2.5 Daily hydrometeorological conditions coupled to frazil ice regime information for the period of DOY 306 to 120: (a) Accumulated freezing degree day (AFDD) from 1954 to 2012 (grey lines), for 2013 (black plain line) and the 95% interval estimate (black dashed line). (b) River discharge. (c) Daily mean air temperature (black plain line), maximum and minimum daily temperatures (grey lines) and daily solid precipitations (black bars). (d) Camera survey results.

thickness peaks. One peak was located downstream, on the outer side of the pool, and one at mid-reach, where the pool gets deeper. At PK14.8, the hanging dam had spread all along the straight reach (figure 2.6a). Nevertheless, thicker values were mainly concentrated at the downstream end, where the pool gets deeper, and at the upstream limit of the study site. The hanging dam distribution during S2 mostly concentrated towards right bank, at the downstream end of the surveyed site. Unusual ice cover thinning (S1) and a large river polynya (S2) were observed along the right bank, at T3 cross-section. Hanging dam patterns within the straight reach suggested that lower thickness values or absence of frazil ice accumulations along the right bank may be the effect of the local melting.

Figures 2.7 and 2.8 show frazil ice thicknesses distribution along three cross-sections during S1 and S2 surveys, respectively. Frazil ice thickness distribution along three cross-sections located downstream of PK18.1 are presented in figure 2.7a. From upstream limit to downstream end, frazil ice carried under the cover first deposited towards the convex bank of the meander (T3) and clogged 35.8% of the flow area. The hanging dam then spread along T2 cross-section and obstructed 31.0% of the flow area. At the end of the meander (T1 cross-section), frazil ice accumulated towards the convex bank and clogged 21.0% of the flow area. Only a small amount of frazil ice was present at PK18.1 during S2 survey (figure 2.8a). The small hanging dam observed in T1 cross-section blocked 6.0% of the flow area.

Figure 2.7b shows three cross-sections located upstream of PK16.4 during S1. Frazil ice entering the meander accumulated along the mid-pool cross-section (T5), but thickened toward the concave bank. The hanging dam obstructed 43.7% of the flow area. Further downstream (T4 cross-section), the hanging dam spread transversely and blocked 54.2% flow area. At the downstream end of the pool (T3 cross-section), a small accumulation toward convex bank blocked 18.5% of the flow area. Figure 2.8b shows PK16.4 cross-sections during S2. During the survey, frazil ice transported under the river ice cover first accumulated towards convex bank and clogged 14.1% of the flow area at the mid-pool cross-section (T5). Further downstream (T4 cross-section), the hanging dam spread

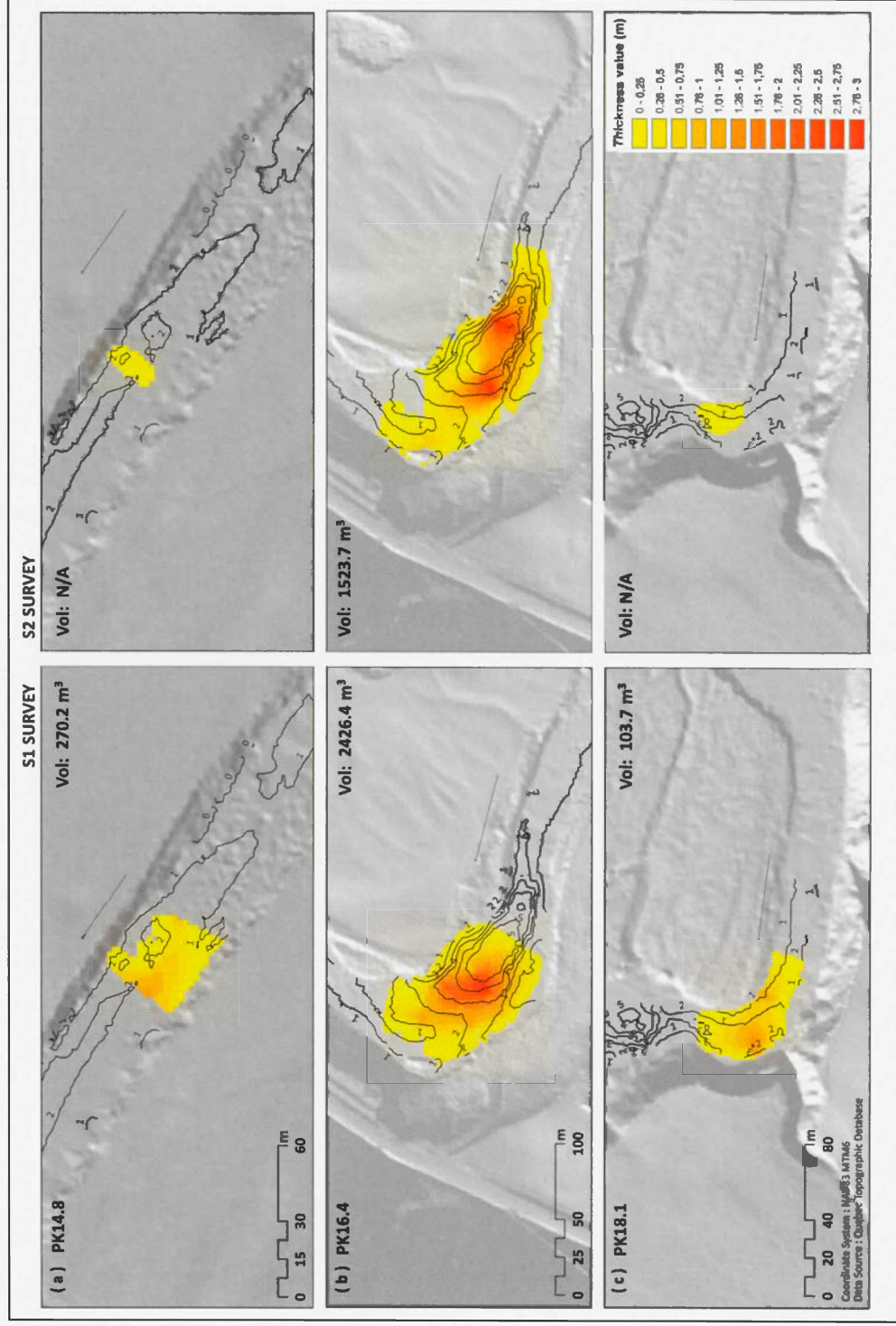


Figure 2.6 Spatial distribution of frazil ice thickness values within PK14.8 (a), PK16.4 (b) and PK 18.1 (c) frazil pools during S1 (DOY 29 to 38; left) and S2 (DOY 57 to 59; right) surveys. Black lines within reaches represent isobaths.

transversely and obstructed 62.0% of the flow area. At the downstream end of the pool, frazil ice accumulated along T3 cross-section and obstructed 26.6% of the flow area.

Figure 2.7c shows frazil accumulation along PK14.8 cross-sections during S1. Frazil ice transported under the cover formed a small hanging dam towards left bank at the upstream cross-section (T3). The frazil ice accumulation clogged 22.2% of the flow area. Further downstream (T2 cross-section), the frazil ice also accumulated towards left bank and clogged 25.6% of the flow area. At the downstream end of the studied reach (T1 cross-section), the hanging dam spread transversely and obstructed 44.5% of the flow area. Figure 2.8c presents PK14.8 cross-sections during S2. Only a small amount of frazil ice was observed towards right bank at the downstream limit of the reach (T1 cross-section). The small hanging dam clogged 9.6% of the flow area. Unusual ice cover thinning (S1) and a large river polynya (S2) were observed along the right bank, at T3 cross-section. Frazil ice spatial distribution along pools and cross-sections were illustrated at the reach scale during both S1 and S2 surveys. Variations of hanging dam dynamics were also observed at larger scale during the winter season.

2.2.3.2.2 Meandering reach

The longitudinal profile illustrated in both figures 2.7d and 2.8d presents a larger scale perspective on hanging dam dynamics. It also shows large-scale riverbed morphology and bed slopes variabilities. During the first survey, hanging dams along studied sites were mainly concentrated in the deeper part of the frazil pools (figure 2.7d). Bed slopes observed along PK18.1 were slightly inverted (0.05%) due to the slightly higher altitude of the downstream riffle. A second deeper pool was observed downstream of the studied site, within the latter river bend. PK16.4 hanging dam was located in the middle of the deepest pool found along the meandering reach. A significant bed slope, at the upstream part of the meander, followed by a sharp slope change downstream (from 0.30% to 0.09%) was observed. PK14.8 hanging dam formed where the frazil pool got deeper. The straight reach had a bed slope of 0.16%. The longitudinal profile shows that PK14.8 surveyed cross-

sections were located upstream the frazil pool (figure 2.7d). The accumulation pattern suggested that the hanging dam could have extended further downstream along the pool. Figure 2.8d presents similar spatial patterns of hanging dams along the longitudinal profile during S2. However, hanging dam thickness values significantly decreased, reducing the frazil ice volume and increasing flow areas within every pool.

2.2.4 DISCUSSION

Frazil ice is a major component of cold river dynamics due to its ubiquity in cold region watersheds (Sui, Hicks and Menounos, 2006; Sui *et al.*, 2008) and due to his significant contribution to river ice dynamics (*e.g.* Michel et Drouin, 1970; Michel, 1971; Prowse and Gridley, 1993; Sui, Wang and Karney, 2000; Sui *et al.*, 2002; Allard, 2010; Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron, 2011; Bergeron, Buffin-Bélanger and Dubé, 2011). This study highlights the complex frazil ice regime in relation with hydraulics and riverbed morphology along a frazil rich river reach and documents the evolution of hanging dams in the Mitis River.

Frazil ice regime was unsteady in space and time because it is highly linked to river hydraulics, morphology and hydrometeorological conditions (Bergeron, Buffin-Bélanger and Dubé, 2011). Significant variations of hydraulics, geomorphology and cooling processes that affect frazil ice production are generally observed over short distances along upstream reaches of small rivers (Buffin-Bélanger *et al.*, 2013). Cooling processes during the freeze-up period were clearly affected by warmer air temperatures. Frazil ice transport first observations occurred few days later with a lower AFDD value compared to Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron (2011). Constant frazil ice transport was maintained by lower minimum air temperatures that promotes frazil ice and anchor ice production and was enhanced by snowfalls. Frazil ice regime peaks were observed during cold spells or significant snowfalls. Significant frazil ice transport events are explained by swift

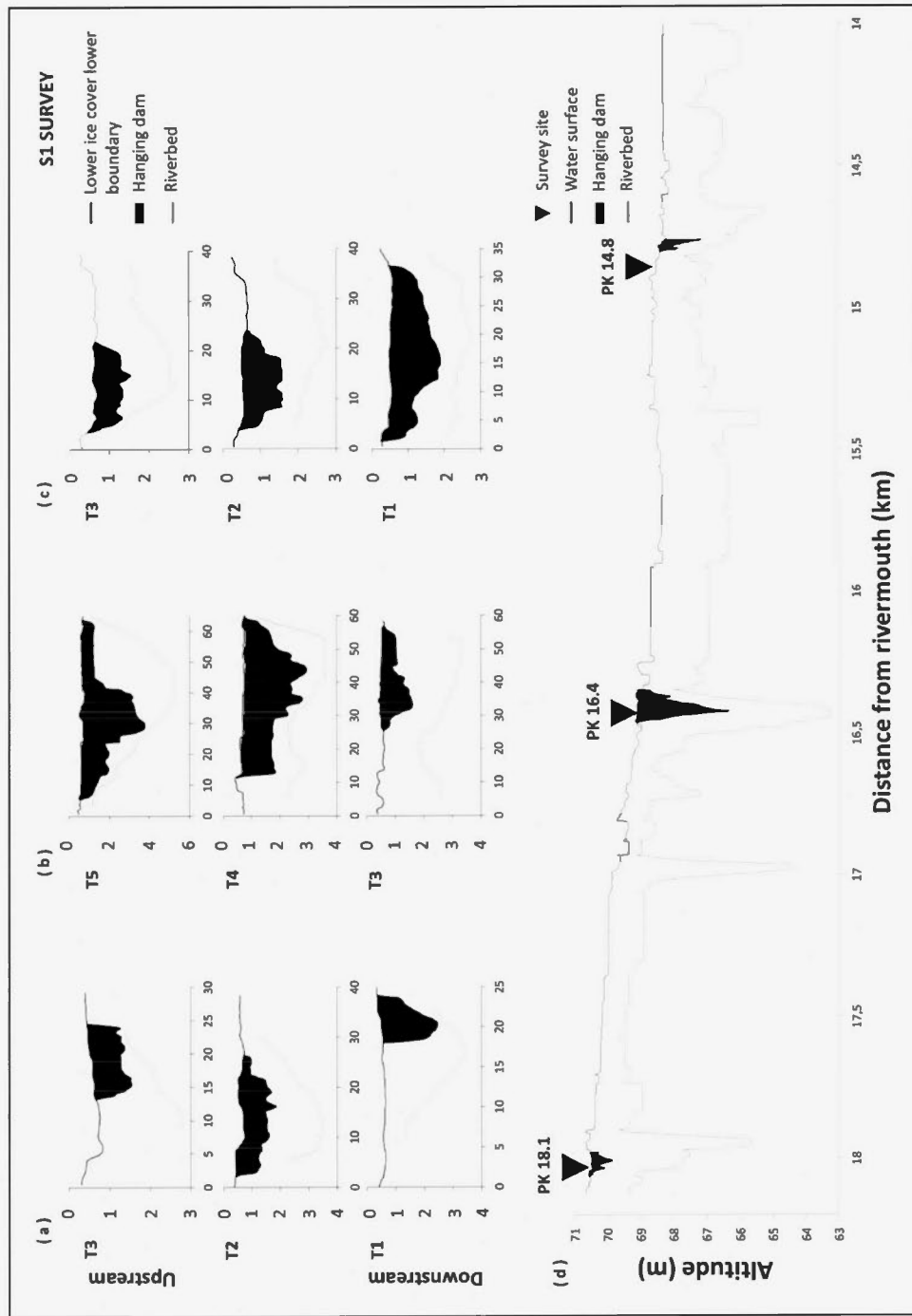


Figure 2.7 S1 survey cross-sections showing the ice cover lower boundary, hanging dam and riverbed depths (m) on cross-section distance from left bank (m) of PK 18.1 (a), PK 16.4 (b) and PK 14.8 (c). Looking downstream. (d) Longitudinal profile showing hanging dams of PK 18.1, 16.4 and 14.8 frazil pools during S1.

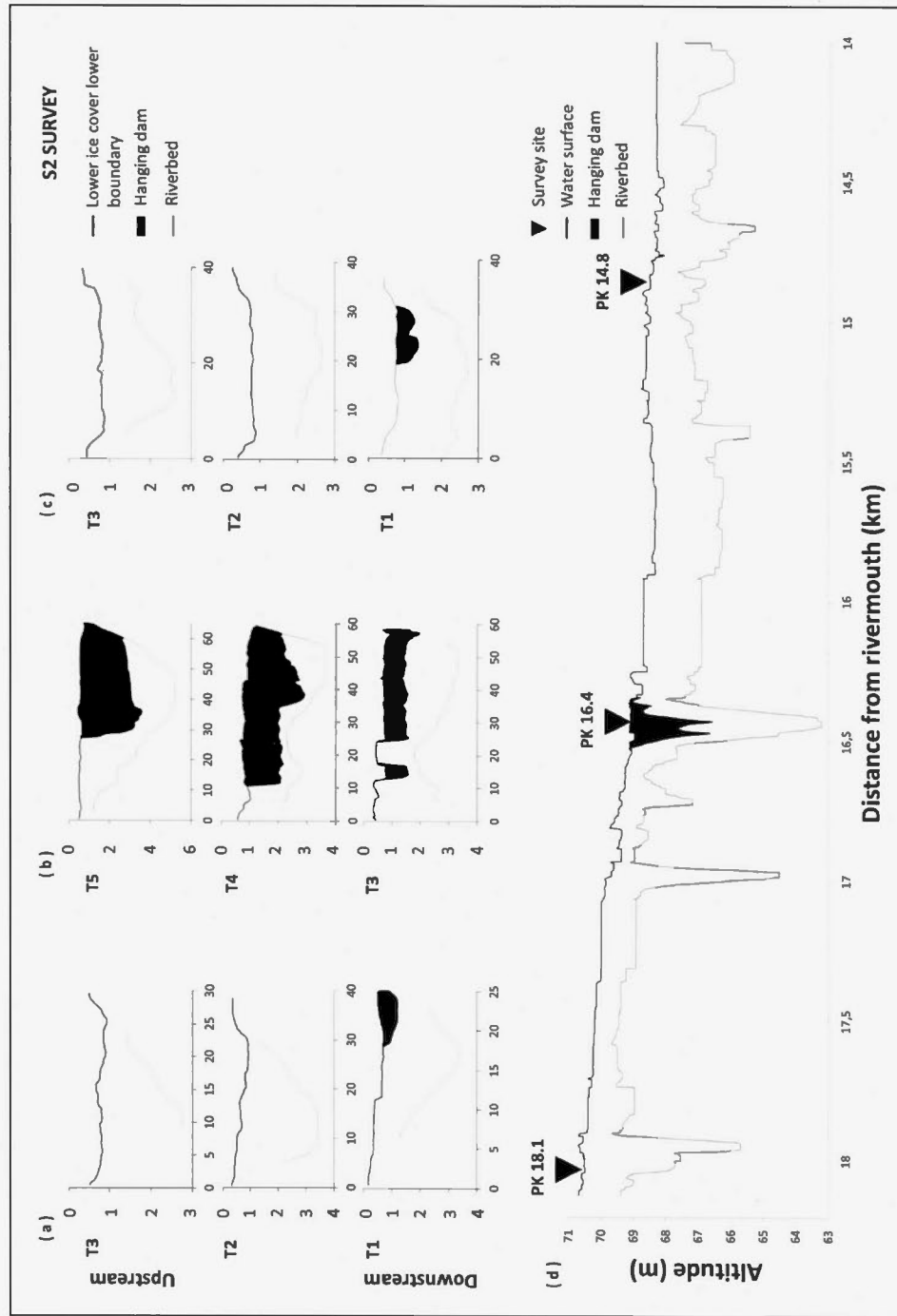


Figure 2.8 S2 survey cross-sections showing the ice cover lower boundary, hanging dam and riverbed depths (m) on cross-section distance from left bank (m) of PK18.1 (a), PK16.4 (b) and PK14.8 (c). Looking downstream. (d) Longitudinal profile showing hanging dams of PK18.1, 16.4 and 14.8 frazil pools during S2.

variations of cooling processes caused by the reduced capacity of small rivers to buffer heat exchanges (Buffin-Bélanger *et al*, 2013). Similar impacts on the frazil ice regime were mentioned by Turcotte, Morse and Anctil (2012), where significant snowfall events on small rivers combined with cold air temperature resulted in snow slush transport and bed accumulations.

A longitudinal gradient of frazil ice dynamics and river ice type distribution was observed along the fluvial transition. To some extent, the observed longitudinal gradient supports the conceptual model suggested by Bergeron, Buffin-Bélanger and Dubé (2011). As suggested by the authors, frazil ice and anchor ice production occurred in upstream reaches and gradually reduced along the fluvial transition. Ice cover complete formation occurred earlier in the downstream reach whilst significant frazil ice production was still going on upstream. This asynchrony induced a rapid infill of downstream frazil pools. A similar rapid frazil pool infill was observed at PK16.4 by Allard, Buffin-Bélanger and Bergeron (2011). Large-scale frazil ice regime thus affected downstream hanging dam dynamics throughout winter.

Hanging dam dynamics is reliant to frazil ice regime and hydraulics, which are affected by geomorphology. Spatial accumulation trends and general patterns observed within frazil pools are explained by local hydraulics conditions that affect frazil ice underside transport. Hanging dams within meanders generally concentrated and thickened where higher flow depths were observed. Moreover, river ice cover concentrate the flow toward the thalweg (Ettema and Kempema, 2012), conveying more frazil ice within the frazil pool. Frazil ice also tended to sink at the head region of the hanging dam due to flow redirection towards the riverbed induced by the hanging dam. Frazil ice then accumulated, causing hanging dam thickening, or carried further downstream depending on the flow velocities and recirculation patterns. Hanging dam general spatial patterns suggested that centrifugal acceleration tended to force frazil ice to accumulate towards concave banks within the meander. At the downstream end of meanders, extended amount of frazil ice also tended to accumulate towards convex banks. This spatial trend may either be explained by

lower conveyance capacity observed along the banks (Ettema and Kempema, 2012) coupled to helical current that carries frazil ice toward convex bank (Sun, Sui and Yao, 1992) or to early frazil ice accumulation that occurred under border ice, prior to the complete ice cover formation (Sun and Shen, 1988). Lower frazil ice thickness distribution and absence of frazil ice local accumulations observed along the right bank of the straight reach may be caused by local melting induced by warm groundwater inputs. Groundwater can significantly raise local temperature of small rivers (Calkins and Shanley, 1993) and affects river ice formation (Buffin-Bélanger, Bergeron et Dubé, 2013).

River morphology changes observed along the fluvial transition affected large-scale hydraulics. Bed slopes reduction coupled to higher flow depth promoted frazil ice accumulation along the meandering reach. Spatial distribution of frazil pools might have affected frazil ice regime and distribution along the reach. The presence of another, deeper and bigger pool at the second bend of PK18.1 could partially explain the unexpected low volume of frazil ice within the pool. Frazil ice infill within the surveyed pool probably began once the downstream pool was clogged enough by a hanging dam to induce a backwater effect promoting upstream frazil ice accumulation. Longitudinal profile also showed pools of various sizes and depths along the downstream reach. These potential frazil pools could have accumulated frazil ice, thus affecting large-scale frazil ice regime, hydraulics, and, thence, hanging dam dynamics temporarily or throughout winter.

Non-stationary evolution of hanging dams suggested that hanging dam whether migrated downstream, got washed away or thermally decayed during the survey period. Observed upstream frazil ice regime inhibition between S1 and S2 as well as temporal variations of hydrometeorological conditions clearly affected hanging dam dynamics along the downstream reach during 2013 winter. Three hydrometeorological factors can explain the inhibition of upstream frazil ice regime and, thus, hanging dams decay: (i) The occurrence of rain falls synced with daily mean air temperature above freezing point and warmer air temperatures during freeze-up period; (ii) air mixing processes that enhance frazil ice production decreased with the river ice cover growth; and (iii) the small discharge

increase caused by two consecutive rainfalls. Those hydrometeorological changes affected upstream frazil ice regime, caused frazil ice melt and cohesion failures within hanging dams. Nevertheless, effects and amplitudes of interactions between hanging dam dynamics and hydraulics may vary along the reach during the decaying phase. Hanging dam erosion may accelerate its own deterioration along the reach by increasing flow area that reduces flow resistance. Increased flow velocities coupled to hanging dam cohesion failures promotes underside transport. On the other hand, hanging dams hardening induced frazil ice compaction coupled to frazil ice crystal metamorphosis increases hanging dam resilience.

2.2.5 CONCLUSION

Interactions between frazil ice regime, geomorphology, hydraulics and hanging dam dynamics were discussed in a space-time perspective in this paper. The complexity of the interactions between those river ice dynamics elements highlights the challenge to determine which factors are causal and how they are affected along various spatial scales throughout winter. Despite of this complexity, space-time patterns were described and relationships between frazil ice regime and hanging dam dynamics were proposed. Interactions between hydrometeorological conditions, geomorphology, river hydraulics and frazil ice regime clearly affected hanging dam dynamics along studied reaches. However, no clear relationships were found between hanging dam dynamics and hydraulics due to a lack of data on hydraulics under the ice cover. Further advances on hydraulics conditions beneath the ice cover along meander reaches would be required for a better comprehension on hanging dam dynamics. We also suggest to reduce sampling scales in both space and time. This would thereby help to avoid significant lacks of information in between frazil pools. Because undercover ice processes remain poorly documented, there is an urgent need to develop an adapted framework for further research on frazil ice.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors would like to thank individuals that helped by their field assistance, but also by the liveliness along field trips on the Mitis River: Jean-Phillipe Marchand, Sandrine Papageorge, Nancy Martel, Sylvio Demers, Taylor Olsen, Yannick Larue, Any-Claude Robitaille and Claude-André Cloutier. This research was funded by NSERC and la Fondation de l'UQAR.

CHAPITRE 3

CONCLUSION

Les multiples interactions entre les composantes de la dynamique fluvio-glaciale complexifient la compréhension des processus glaciels tout au long de l'hiver. Les liens étroits entre les dynamiques fluviale et glacielle sont affectés a priori par les conditions hydrométéorologiques. Par conséquent, les variations spatio-temporelles dynamisent davantage les composantes, et ce, à différentes échelles. Plusieurs liens essentiels restent toutefois à développer afin de mieux comprendre les interactions entre la dynamique du frasil et celle des barrages suspendus à l'échelle de la transition fluviale. Ce mémoire tente d'éclaircir le rôle de la dynamique de barrages suspendus et ses interactions dans toute cette complexité en décrivant son évolution saisonnière dans une section à méandres de la rivière Mitis. Pour ce faire, l'information sur cette dynamique a été acquise à différentes échelles. Tout d'abord, les variations saisonnières dans le régime du frasil ont été documentées tout au long de la transition fluviale afin de connaître les apports dans la section à méandres. Ensuite, les barrages suspendus ont été sondés dans trois mouilles à frasil à deux périodes de l'hiver à l'aide d'un géoradar. Enfin, les résultats ont été analysés à l'échelle de la transition fluviale, de la section à méandres et du tronçon, puis comparés entre eux afin de décrire la dynamique de barrages suspendus.

L'article présenté au chapitre II constitue une réflexion sur les multiples relations possibles et théoriques de la dynamique de barrage avec les composantes de la dynamique fluvio-glaciale. Ces relations ont été élaborées à partir d'observations faites sur le terrain, de l'analyse des résultats et de la littérature. Les résultats révèlent en premier lieu des relations entre les variations spatio-temporelles des conditions hydrométéorologiques et le régime du frasil. L'apparition du frasil en transport est survenue pendant la même période

dans les sections amont et aval de la transition fluviale suite à un épisode froid. Le transport du frasil a débuté suite à d'importantes précipitations neigeuses, d'une réduction des températures minimales de l'air engendrant la production de frasil et de glace de fond. Un décalage temporel dans les événements de transport a été remarqué le long des sites de la section en amont. Ce décalage suggère l'existence de zones de stockages temporaires de frasil entre les sites de production. La diminution graduelle dans le temps du régime du frasil en fonction de la croissance latérale de la glace de rive est également observée dans la section amont. Le transport du frasil s'est perpétué en amont lorsque le couvert glaciaire était formé dans la section à méandres. Cela a causé un remplissage rapide des fosses à frasil constaté lors du premier sondage. En second lieu, des tendances dans les patrons spatiaux d'accumulation sous le couvert et dans les variations temporelles ont été observées. Les barrages suspendus semblent généralement se concentrer et s'épaissir où les profondeurs d'écoulement sont les plus élevées. Les patrons spatiaux suggèrent également le transport et l'accumulation le long de la berge concave des méandres par l'effet de la force centrifuge sur l'écoulement. L'effet des courants secondaires présents dans les méandres pourrait expliquer les valeurs d'épaisseur plus élevées retrouvées près de la berge convexe à l'aval du méandre. Les patrons d'accumulation observés s'expliquent généralement par les interactions entre les conditions hydrauliques, la morphologie du lit et la dynamique de barrages suspendus pendant la période d'étude. Une tendance à la réduction dans la taille, du volume, de l'aire couverte par les barrages suspendus dans les mouilles ainsi qu'à la diminution dans le régime du frasil a été constatée. En dernier lieu, aucune relation claire et précise n'a été établie entre la dynamique de frasil et la dynamique de barrages suspendus à l'échelle de la transition fluviale. Toutefois, la diminution de la résolution spatiale et temporelle dans la stratégie d'échantillonnage pourrait faire ressortir d'autre tendance ou patrons spatiaux.

Les défis présents dans ce type d'étude peuvent expliquer en partie le retard dans l'avancée des connaissances et le peu d'études concernant la dynamique du frasil et des barrages suspendus. Ce projet de recherche a contribué à une meilleure compréhension de cette dynamique. Il demeure toutefois primordial d'acquérir davantage de connaissances

sur les interactions entre la morphologie du lit, les conditions hydrauliques, les processus glaciels, les formes glacielles, les dynamiques du frasil et des barrages suspendus à plusieurs échelles ainsi que leurs variations dans le temps et dans l'espace. L'acquisition d'information et le suivi des variations dans les conditions hydrauliques sur l'ensemble de la transition fluviale pourraient contribuer considérablement à une meilleure compréhension en raison de son influence sur le transport en sédiment, la morphologie du lit et les dynamiques du frasil et de barrage suspendu. Cette étude a également fourni l'esquisse d'un cadre méthodologique sur l'étude de la glace de rivière utilisant le géoradar. L'efficacité et la précision de cet outil a permis de sonder le couvert glacial sur une section entière. Cependant, beaucoup de travail concernant l'interprétation, l'interpolation des profondeurs et l'analyse de la couche de frasil reste à améliorer.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLARD, G., 2010. Dynamique glacielle, étude de cas d'une fosse-à-frazil, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski (UQAR), Rimouski, Québec : 85 p.
- ALLARD, G., BUFFIN-BÉLANGER, T et BERGERON, N., 2011. Analysis of frazil ice as a geomorphic agent in a frazil pool. *River Res. and Applic.*, Vol.27: 1136-1148.
- ALTBERG, V.I., 1936. Twenty years of work in the domain of underwater ice formation (1915–1935). *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, Vol.23: p. 373–407
- ARCONE, S.A. et DELANEY, A.J., 1987. Airborn river-ice thickness profiling with helicopter-born UHF short pulse radar. *Journal of Glaciology*, Vol.33, no. 115: p.330-340.
- ARCONE, S.A., 1996. High resolution of glacial ice stratigraphy: A ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McCurdo station, Antarctica. *Geophysics*, Vol. 61, no. 6: p.1653-1663.
- ASHTON, G.D., 1986. River lake ice engineering. Water Resources Publication, LLC, Colorado, É-U: 485 p.
- BARNES, H.T., 1928. Ice Engineering. Renouf Publish Company, Montreal, QC, Canada.
- BELTAOS, S., CALKINS, D.J., GATTO, L.W., PROWSE, T.D., REEDYK, S., SCRIMGEOUR, G.J. et WILKINS, S.P., 1993. Chapter 2: physical effects of river ice. In *Environmental Impacts of River Ice*, Prowse, T., Gridley, N. (Eds.). National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Canada: p. 3–74.
- BELTAOS, S., 1995. River ice Jams. Water Resources Publications, LLC, Colorado, É-U : 372 p.

- BELTAOS, S., 2000. Advances in river ice hydrology. *Hydrological Processes*, Vol. 14 : p.1513-1625.
- BELTAOS, S., 2013. River Ice Formation. (ed.). Committee on River Ice Processes and Environment (CRIPE), CGU-HS: 437 p.
- BERGERON, N., BUFFIN-BÉLANGER, T. et DUBÉ, J., 2011. Conceptual model of river ice types and dynamics along sedimentary links, *River Res. and Applic.*, Vol.27: p.1156-1167. DOI: 10.1002/rra.1479
- BERUBE, F., BERGERON, N., GAUTHIER, Y. et CHOQUETTE, Y., 2009. Investigation of the use of GPR for characterizing river ice types. Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE), St-John's, Terre-Neuve: p. 55-64.
- BEST, H., McNAMARA, J.P. et LIBERTY, L., 2005. Association of ice and river channel morphology determined using ground-penetrating radar in the Kuparuk river, Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol.37, no. 2 : p. 157-162.
- BISAILLON, J.F. et BERGERON, N.E., 2009. Modeling anchor ice presence-absence in gravel bed rivers. *Cold Region Science and Technology* 55: p.195-201. DOI:10.1016/j.coldregions.2008.08.007
- BUFFIN-BÉLANGER, T., BERGERON, N.E. et DUBÉ, J., 2013. Ice formation in small rivers. In *River Ice formation*, Beltaos, S. (Ed.). Committee on River Ice Processes and Environment, CGU-HS: 437 p.
- CALKIN, D.J. et SHANLEY J., 1993. Groundwater heat flux into small headwater stream during winter. 7th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Saskatoon, Canada: p.75-88.
- DALY, S., 1994. International Association for Hydraulic Research Working Group on Thermal Regimes - Report on Frazil Ice. US Army Corps of Engineer, Special Report 94-23: 43 p.
- DAVEY, C. et LAPOINTE, M., 2007. Sedimentary links and the spatial organization of Atlantic Salmon (*Salmo salar*) spawning habitat in a Canadian Shield river. *Geomorphology*, Vol.83: p. 82-96.

- DERMERS, S., BUFFIN-BÉLANGER, T. et ROY, G., 2011. Macroturbulent coherent structures in an ice-covered river flow using a pulse-coherent acoustic Doppler profiler. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.28: p. 937-946. DOI: 10.1002/esp.3334
- DUBÉ, J., 2009. Effet de la morphologie d'une succession seuil-mouille sur la croissance et l'évolution d'un couvert de glace dans un tronçon de la rivière Rimouski, Est-Du-Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski (UQAR), Rimouski, Québec: 101 p.
- ENVIRONNEMENT CANADA. (Page consultée le 15 janvier 2014) Archives nationales d'information et de données climatologiques, [En ligne]. Adresse URL : http://www.meteo.gc.ca/canada_f.html
- ETTEMA R. et KEMPEMA, E.W. ,2012. Chapter 37: River-ice effects on gravel-bed channels. In *Gravel Bed Rivers 7*, CHURCH, M., BIRON, P. et ROY, A.G. (ed.). Wiley-Blackwell: 580 p.
- FOREST, T., 1994. Physics of frazil ice. In Daly, S.F. (Ed.), *International Association for Hydraulic Research Working Group on Thermal Regimes: Report on Frazil Ice*. U.S. Army Corps of Engineers Cold Regions.
- GERARD, R. et DAVAR, K.S., 1995. Introduction. In *River ice jams*, Beltaos, S. (ed.). Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado : p.1-28
- HEALY, D., KATOPODIS, C. et TARRANT, P., 2007. Application of ground-penetrating radar for river ice surveys. 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Québec, June 19-22, 2007. Publiée par Cripe : 10 p.
- HÉTU, B., 1998. La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-saint-laurent (Québec) : Indices d'une récurrence glaciaire dans la mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol.52, no. 3 : p.325-347.
- KEMPEMA, E.W., REIMNITZ, E., CLAYTON, J.R. et PAYNE, J.R., 1993. Interactions of frazil and anchor ice with sedimentary particles in a flume. *Cold Reg. Sci. Technol.* Vol.21: p. 137-149.

- McNIDER TAYLOR, S., 2010. Analyse de la dynamique spatio-temporelle de la formation d'embâcle dans un tronçon de la rivière Ouelle, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski (UQAR), Rimouski, Québec : 81 p.
- MICHEL, B. et DROUIN, M., 1970. Guide technique sur la formation et l'identification des couverts de glace. Ministère des Transports, Division du Chenal Maritime du Saint-Laurent, Université Laval, Québec, Québec: 50 p.
- MICHEL, B. et DROUIN, M., 1981. Backwater curves under ice cover of the LaGrande River. Canadian Journal of Civil Engineering, Vol. 8, no. 3: p. 351-363.
- MICHEL, B., 1971. Properties and processes of river and lake ice. Département d'ingénierie civile, Université Laval, Québec, Québec: p.454-481.
- PARKINSON, F.E., 1984. Anchor ice effects on water levels. Proceeding of the Workshop on the Hydraulics of River ice, Fredericton: p.345-370.
- PROWSE, T.D. et GRIDLEY, N.C., 1993. River ice. National Hydrology Research Centre, Gouvernement du Canada: 155 p.
- PROWSE, T.D et CARTER, T., 2002. Significance of ice-induced storage to spring runoff : a case study of the Mackenzie River. Hydrological Processes. Vol. 16: p.779-788.
- PROWSE, T.D et BELTAOS, S., 2002. Climatic control of river-ice hydrology: a review. Hydrological Processes. Vol. 16: p. 805-822.
- RABAN, R., 1995. An ice engineering overview. Manager, Hydraulic Operations Department, Manitoba Hydro, Winnipeg, Manitoba, Canada: p.225-232.
- RICE, S., 1998. Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers? Geomorphology, Vol. 22: p. 39-56.
- RICE, S. et CHURCH, M., 1996. Sampling surficial fluvial gravels: The precision of size distribution percentile estimates. Journal of Sedimentary Research. Vol.66, no.3: p. 654-665.

- RICE, S. et CHURCH, M., 1998. Grain size along two gravel-bed rivers : statistical variation, spatial pattern and sedimentary link. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol.23: p. 345-363.
- SHEN. H.T., 2003. Research on river ice processes: progress and missing links. *Journ. of Cold Regions Engineering*, Vol.17, no.4 : p. 134-142.
- SHEN, H.T. et WANG, O.S., 1995. Undercover transport and accumulation of frazil granules. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 121, no.2: p.184-195.
- STEVENS, C.W., MOORMAN, B.J., SOLOMON, S.M. et HUGENHOLTZ, C.H., 2009. Mapping subsurface conditions within the near-shore zone of an Arctic delta using ground penetrating radar. *Cold Regions Science and Technology*, Vol.56: p. 30–38. DOI:10.1016/j.coldregions.2008.09.005
- STICKLER, M. et ALFREDSEN, K, 2005. Factors controlling anchor ice formation in two Norwegian rivers. 13th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Hanover, NH, September 15-16, 2005 : 14p.
- SUI, J., HICKS, F.E. et MENOUNOS B., 2006. Observations of riverbed scour under a developing hanging ice dam. *Canadian Journal of Engineering*, Vol.33: p. 214-218. DOI:10.1139/L05-094.
- SUI, J., KARNEY, B.W., SUN, Z. et WANG, D., 2002. Field investigation of frazil ice jam evolution: A case study. *Journal of Hydraulic Engineering*: p.781-787. DOI:[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2002\)128:8\(781\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:8(781))
- SUI, J., WANG, J. BALACHANDAR, R., ZHAOCHU, S. et WANG, D., 2008. Accumulation of frazil ice along a river bend. *Canadian Journal of Engineering*, Vol.25: p.158-169. DOI:10.1139/L07-093.
- SUI, J., WANG, D. et KARNEY, B.W., 2000. Suspended sediment concentration and deformation of riverbed in a frazil jammed reach. *Canadian Journal of Engineering*, Vol.27: p.1120-1129.
- SUN., Z. et SHEN, H.T., 1988. A field investigation of frazil ice jam in Yellow River. 5th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Winnipeg, Manitoba, 1988: p.157-175.

- SUN, Z., SUI, J. et YAO, K., 1992. Experimental study on thickness distribution of frazil ice jam in a curved flume. In Proceedings of the 11th IAHR Symposium on Ice Problems, Banff, Alberta, 15-19 juin 1992. International Association for Hydraulic Research: p.539-550.
- TSANG, G. et SZUCS, L., 1973. Field experiments of winter flow in natural rivers. In The Role of Snow and Ice in Hydrology, Proceedings of the Banff Symposium, Septembre 1973, Vol.1: p.772-796.
- TURCOTTE, B., MORSE, B., BERGERON, N. et ROY, A., 2011. Sediment transport in ice-affected rivers, Journ. Of Hydrology, Vol.409: p.561-577.
- TURCOTTE, B., MORSE, B. et ANCTIL, F., 2012. Impacts of precipitation on the cryologic regime of stream channels, Hydrological Processes, Vol. 26: p.2653-2662.
- WOLMAN, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material, Transactions American Geophysical Union, Vol.35, no.6 : pp. 951-956.
DOI:10.3406/geoca.1989.5698